

渥美半島-浜名湖東岸地域の中部更新統
—海進-海退堆積サイクルとその広域対比—

杉山雄一*

Sugiyama, Y. (1991) The Middle Pleistocene deposits in the Atsumi Peninsula and along the east coast of Lake Hamana, Tokai district —sedimentary cycles formed by the glacio-eustatic sea-level change and their correlations to the contemporaneous deposits in the Kanto and Kinki districts—. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 42 (2), p. 75-109, 18 fig., 3 tab.

Abstract: The Middle Pleistocene Atsumi Group in the Atsumi Peninsula is composed of three sedimentary cycles (Futagawa, Tahara and Toyohashi Formations in ascending order) which were formed in close relation to the glacio-eustatic sea-level change. Each sedimentary cycle begins with formation of dissected valleys at the low sea-level stage, followed by filling of the valleys with fluvial gravel and brackish muddy deposits at the transgressive stage and deposition of shallow-marine sand and beach gravel at the high sea-level to regressive stage.

The Middle Pleistocene Hamamatsu Formation along the east coast of Lake Hamana comprises three fining-upward sedimentary cycles and an overlying deltaic-fan gravel bed of the paleo-Tenryu River. Each sedimentary cycle consists of a fluvial gravel bed deposited at the low sea-level stage and an overlying brackish muddy bed at the transgressive to high sea-level stage.

The author found 5 volcanic ash beds (At-1—At-5) in the Atsumi Group and 8 volcanic ash beds (Ha-1—Ha-8) in the Hamamatsu Formation. Among these tephros, At-5 intercalated in the Toyohashi Formation is correlated with Ha-1 in the Tenmabira Mud Bed, the lowest muddy bed of the Hamamatsu Formation. Based on this tephra correlation as well as the similarity of plant fossil assemblages, the Toyohashi Formation is correlative with the lowest sedimentary cycle of the Hamamatsu Formation. The correlation leads to the conclusion that the Middle Pleistocene strata of the Atsumi-Lake Hamana area comprises five transgression-regression sedimentary cycles.

Ha-3 volcanic ash intercalated in the middle cycle of the Hamamatsu Formation is correlated with the Beige Tuff in the Soda Formation of the Oiso Hills. The set of Ha-6 and Ha-7 in the upper cycle of the Hamamatsu Formation is correlated with Ng-2 volcanic ash in the Negoya Formation of the Udo Hills and is similar to the Soda and Nanakuni-toge biotite tephros of the Oiso Hills.

The correlation of five sedimentary cycles of the Atsumi-Lake Hamana area with the Middle Pleistocene deposits in the Kanto and Kinki districts has been made based on the above-mentioned tephra correlations and the historical change in appearance ratios of *Cyclobalanopsis* and *Pinus* which is common to the concerned area and the Kinki district. From the correlations it is inferred that the five Middle Pleistocene transgressions revealed in the Atsumi-Lake Hamana area are assigned to the upper and lower parts of stage 7 and stages 9, 11 and 13 of oxygen isotope stratigraphy.

* 環境地質部

Keywords: Atsumi Peninsula, Lake Hamana, Pleistocene, glacio-eustatic sea-level change, sedimentary cycle, sequence stratigraphy, tephrochronology, palynostratigraphy, paleoclimatic change, Hamamatsu, Aichi, Shizuoka, Mikatagahara, Tenpakubara, pollen

要 旨

渥美半島から浜名湖東岸域に分布する中部更新統の層序・層相、火山灰層及び花粉群集の解析を行った。その結果、本地域の中部更新統は5つの海進-海退堆積サイクルからなることが明らかになった。また、火山灰層及び *Cyclobalanopsis* と *Pinus* の変遷を対比示標として、本地域の堆積サイクルと静岡有度丘陵、濃尾平野地下、大磯丘陵及び大阪湾海底などの中期更新世堆積サイクルとの対比を行った。その結果、本地域で認められた5つの中期更新世海進は、新しい方から各々、酸素同位体層序のステージ7上部、同下部、9、11、13に対応すると推定される。

1. はじめに

中-後期更新世は汎世界的な氷河・氷床の消長に伴って海水準が上下した時代である。氷河性海水準変動は、深海底コア中の化石有孔虫殻の酸素同位体組成変動 (Emiliani, 1955; Shackleton and Opdyke, 1973, 1976 など) により、最近の70万年間(中-後期更新世)に関しては約10万年の周期を有することが明らかにされている。氷河性海水準変動は個々の地域の地殻変動と共に、段丘や海進-海退堆積サイクルの形成に与っている。日本の後期更新世(最終間氷期以降)の段丘や海進-海退堆積サイクルについては全国的に研究が進んでおり、それらの形成過程が数万年オーダーの亜間氷期-亜氷期の繰り返しを含む氷河性海水準変動と対応していることが明らかにされている。また、中期更新世の段丘や堆積サイクルについても、関東地方(大磯丘陵や房総半島など)や大阪平野周辺では氷河性海水準変動との対応が明らかにされている(例えば、町田ほか, 1980; 市原ほか, 1988; 遠藤, 1990 など)。しかし、他の地方では中部更新統の編年が遅れており、氷河性海水準変動との対応もほとんど議論されていない。

遠州灘沿岸の渥美半島及び浜名湖東岸地域には、各々、渥美層群及び浜松累層と呼ばれる中部更新統が分布する。渥美層群は3つの海進-海退堆積サイクルから構成され(黒田, 1958; 廣木・木宮, 1990)、浜松累層は少なくとも2層進に海成泥層を挟むことが明らかにされている(武藤, 1987)。これらの中部更新統の広域対比に関しては、これまでに黒田(1975)、長谷・松岡(1979)及び吉野(1986)が植物化石群集の変遷に基づいて、大阪層群及び濃尾平野地下の中部更新統との対比を行っている。また、年代学的研究としては、土(1984)が火山灰層のフィッシュントラック年代値から浜松累層の年代

を30-40万年前と推定している。しかし、上述の広域対比は一致した結論に至っておらず、フィッシュントラック年代値とも調和しない。更に、磯見・井上(1972)による渥美層群と浜松累層の対比についても、その根拠とされた火山灰層の対比に問題が残されている。

筆者はこのような現状に鑑み、渥美層群及び浜松累層と他地域の同時代層との広域対比を目的として、各堆積サイクルの層相記載を行うと共に、挾在火山灰層の岩石学的記載と花粉化石群集の解析を行った。その結果、火山灰層及び花粉化石群集の変遷を対比指標として、本地域の堆積サイクルと有度丘陵、濃尾平野地下、大磯丘陵及び大阪平野周辺の中期更新世堆積サイクルとを対比することができた。また、この対比を通じて、東海地方の中期更新世堆積サイクルと氷河性海水準変動との対応について議論することが可能になった。

2. 地形・地質概説

2.1 地形概説

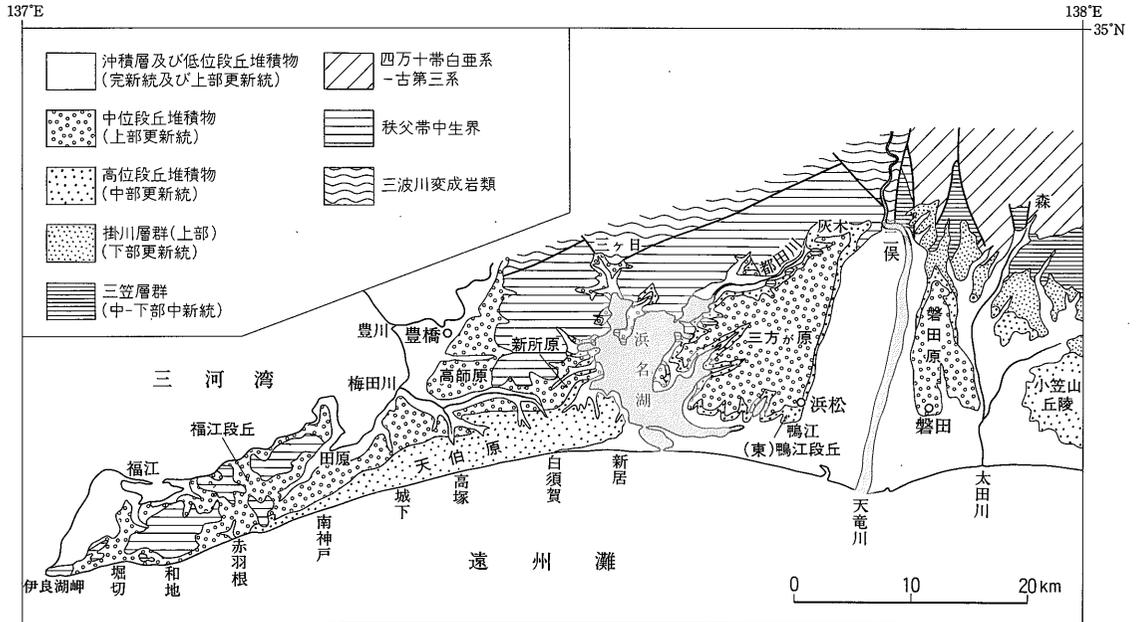
渥美半島中部の赤羽根付近から浜名湖西岸の新居にかけての同半島遠州灘側には、天伯原と呼ばれる海成(一部、扇状地成)の高位段丘が分布する(第1図)。天伯原の頂面高度は浜名湖西岸の湖西市白須賀付近で最も高く、標高78mに達する。天伯原はこの付近から北方の三河湾側へ傾き下ると共に、半島沿いに西方へも緩やかに高度を減ずる。田原町西浜田-赤羽根町高松間では、撓曲状にやや急激に高度を下げ、天伯原西端の赤羽根町東では標高29mとなる(第2図)。

一方、渥美半島の三河湾側及び赤羽根以西の遠州灘沿岸には、秩父帯中生界からなる山地間の低平部を埋めて、福江段丘(石川・太田, 1967)と呼ばれる海成中位段丘が分布する(第1図)。福江面は天伯原と同様に北へ傾き下ると共に、半島沿いに西方へも高度を減ずる。遠州灘沿岸の頂面高度は赤羽根付近では標高20mを越えるが、西方の渥美町和地付近では18mとなり、更に同町堀切以西では10-12m程度となる。

福江段丘は梅田川北岸の高師原台地(古豊川の隆起扇状地)へ連続すると共に、浜名湖西岸の新所原台地及び同東岸の三方が原台地(古天竜川の隆起扇状地)へ連続する(第1図)。

三方が原台地は天竜川東岸の磐田原台地と共に扇状地の形態を良く保存している。頂面高度は扇頂部の浜北市灰木で標高110mに達し、ここから南-南西へ向かって低下し、三方が原台地南端では標高30-32mとなる。

三方が原台地南東端の浜松市鴨江付近には、東鴨江段丘(土, 1960b)または鴨江段丘(小林, 1964)と呼



第1図 渥美半島-浜名湖東岸地域の地質図

Fig. 1 Geological map of the Atsumi Peninsula and the east coast of Lake Hamana.

ばれる高位段丘が小規模に分布する (第1図)。小林 (1964) によると、鴨江面は三方が原面よりも最大で 10 m ほど高く、より風化の進んだ礫層から構成される。なお、現在では鴨江付近は宅地化されており、鴨江面を直接観察することはできない。

2.2 地質概説

天伯原台地を構成する地層は渥美層群と呼ばれ、下位より二川、田原、豊橋の3累層に区分される (黒田, 1958, 1966, 1967)。これらの各累層は基底部に下位の累層を削り込む開析谷を伴い、下位より、1) 河成または海浜成の礫質堆積物、2) 内湾やラグーンの泥質堆積物、3) 外洋に面した外浜-沖浜の砂質堆積物、4) 海浜の砂礫質堆積物 (及び沼沢地や河川の泥質・礫質堆積物) から構成される。このような垂直方向への層相変化から、渥美層群の各累層は、低海水準期の開析谷の形成に始まり、海進期の開析谷の埋積とそれに続く外洋性海域の拡大を経て、高海水準-海退期における浅海成堆積物の堆積で終わる一連の海進-海退堆積サイクルとして捉えられる (杉山, 1988; 廣木・木宮, 1990)。

福江段丘を構成する地層は主として海浜成の砂礫層からなり、その下位に渥美層群及び秩父帯中生界を削り込

む開析谷を伴う。本稿では、開析谷の充填堆積物を含む福江段丘構成層を福江累層と呼ぶ。

三方が原台地構成層のうち、三方が原面を直接構成する地層は三方が原累層と呼ばれ (小林, 1964; 武藤, 1987)、厚さ 5-7 m 程度の古天竜川の扇状地成礫層からなる。礫層の下位には、後述する浜松累層を削り込む開析谷が存在する (武藤, 1987)。

福江累層及び三方が原累層は、渥美層群の各累層と同様な一つの海進-海退堆積サイクルと見なし得る。両累層は、“沖積層”を除く最も新期の開析谷充填堆積物を伴う海進-海退堆積サイクルであることから、最終間氷期の海進に伴う堆積物と考えられる (武藤, 1987; 杉山, 1988)。

三方が原累層の下位に分布する三方が原台地構成層は浜松累層と呼ばれる (小林, 1964)。本累層は古天竜川の扇状地堆積物や古都田川の氾濫原堆積物などの河成礫層と海成泥層の互層からなる。海成泥層は3層準に挟まれる。河成礫層と海成泥層の互層は海水準変動を反映していると考えられ、浜松累層中に3回の海進が記録されている可能性がある。

3. 層序・層相及び堆積環境の変遷

本章では、渥美半島に分布する渥美層群の二川、田原、豊橋の各累層と福江累層、並びに浜名湖東岸に分布する浜松累層と三方が原累層の層序・層相と植物化石について記載する。また、これらのデータに基づいて、各累層の堆積環境の変遷を考察する。

3.1 二川累層

(1) 層序及び層相

二川累層は、下位より七根砂質泥層、細谷砂層、新居泥層に区分される。

1) 七根砂質泥層

地層名：黒田(1958)の七根砂泥層による。

分布：豊橋市高塚-細谷間の海食崖基部。

層相：本層は平行葉理の発達する青灰色雲母質砂質シルト及び同シルトとシルト質細-中砂の互層(シルト及び砂単層の厚さは1-10 cm 程度)からなる。層厚は3 m 以上あり、下限は不明である。

本層は、*Raeta pulchella* などの汽水生貝化石を産する(Hayasaka, 1961; 黒田, 1966; 廣木・木宮,

1990)。

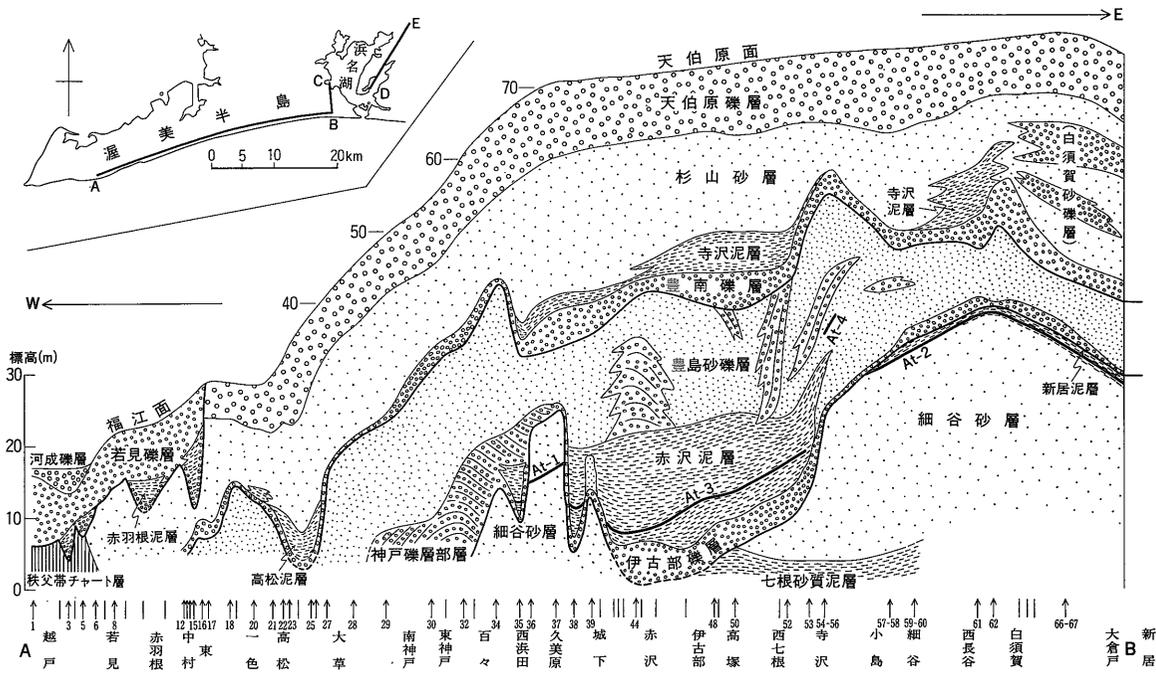
植物化石：本層は *Alnus japonica*, *Fagus microcarpa*, *Cyclobalanopsis* sp., *Camellia japonica* などの温暖な気候を示す植物遺体群集を産する(黒田, 1966)。

2) 細谷砂層

地層名：黒田(1958)による。

分布：高塚付近から浜名湖湾口西岸の新居町新居付近まで、東西約15 km に亘って分布する。また、この一連の分布域の西方に位置する田原町浜田付近の海食崖下部にも孤立した分布が認められる(第2図)。

層相：本砂層は、その上・下限が同一露頭で観察される細谷付近では約26 m の層厚を有し、堆積環境の浅化を示す垂直方向への層相変化が認められる(第5図 Locs. 57・58 柱状図)。下部(下底からその上方約10 m)は塊状または一部平行葉理が認められる細-中砂からなり、中部(下底上方約10-20 m)は平行葉理の発達する中砂からなる。上部(下底上方約20-26 m)は、トラフ型斜交葉理の発達する中礫混じりの中砂層(厚さ3-6 m 程度)とこれを覆う塊状ないし平行葉理の発達する中砂



第2図 渥美半島-浜名湖東岸地域の地質断面図

Fig. 2 Geological profiles along the south coast of the Atsumi Peninsula and east coast of Lake Hamana. 本断面図は、左上の位置図に示した断面線 A-B-C 及び D-E 上に柱状図作成地点(断面図下部の上向き矢印)及びその他の調査・観察地点(同棒線)を垂直に投影して作成した。矢印に付した数字は地点(Loc.)番号。柱状図作成地点及びその他の調査・観察地点の位置は付図 A-1 及び A-2 参照。

層(厚さ1-3m程度)からなる。

3) 新居泥層

地層名: 黒田(1966)の新居シルト層による。

分布: 豊橋市小島付近から新居にかけての地域。

層相: 本層は青灰色のシルト-粘土からなり、湖西市白須賀付近などではシルト-粘土中に中礫-細礫サイズの礫及び粗砂が混入する。細谷付近では本層下部に厚さ50cmの泥炭層を挟み、東部の新居付近では雲母片を多量に含む砂質シルトを伴う。層厚は最大で4mに達するが、2m程度の露頭が多い。

植物化石: 新居泥層及び細谷砂層上部は、*Fagus crenata*, *Acer pictum*, *Carpinus cordata*, *Tilia japonica* などの温帯落葉広葉樹を主体とする植物遺体を産する(黒田, 1966)。また、新居泥層は湿地性の環境を示唆する *alnus* の花粉を多産するほか、*Ilex* や水生植物の *Typha* の花粉及び淡水生藻類 (*Pseudoschizaea*) を産する(第7図)。

(2) 堆積環境の変遷

上述のような垂直方向の層相変化と産出化石から、二川累層の堆積環境は、内湾あるいはラグーン(七根砂質

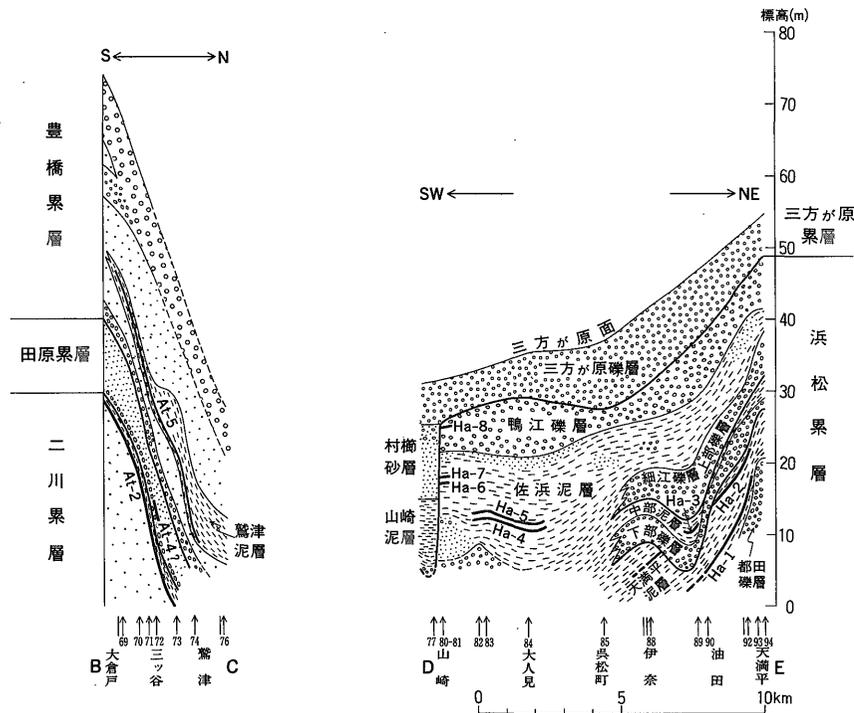
泥層堆積期)から外洋性の沖浜(細谷砂層下部堆積期)へ変化した後、浅化に転じ、外浜及び前浜(同砂層上部)を経て汽水沼沢(新居泥層堆積期)へ変化したと考えられる。堆積物の厚さから判断すると、本累層堆積時の相対的海水準上昇量は35m以上と推定される。海進-海退堆積サイクル初期(低海水準期-海進初期)の堆積物は、七根砂質泥層の下位に存在すると推定されるが地表には露出しない。

3.2 田原累層

(1) 層序及び層相

田原累層は、小島以東の地域では下位の二川累層の上に整合に重なるが、豊橋市寺沢以西の地域では、基底に二川累層を大きく削り込む開析谷を有する。最も顕著な開析谷は城下-寺沢間に存在する(第2, 4及び5図)。開析谷の東西幅は約8km、削り込みの深さは最大25mに達し、七根砂質泥層までを削り込んでいる(同図)。この西方(百々-城下間)には、少なくとも2つの小規模な開析谷が存在する。

田原累層は、このような開析谷を埋積する伊古部礫層及び赤沢泥層とその上位に重なりと共に二川累層を広く



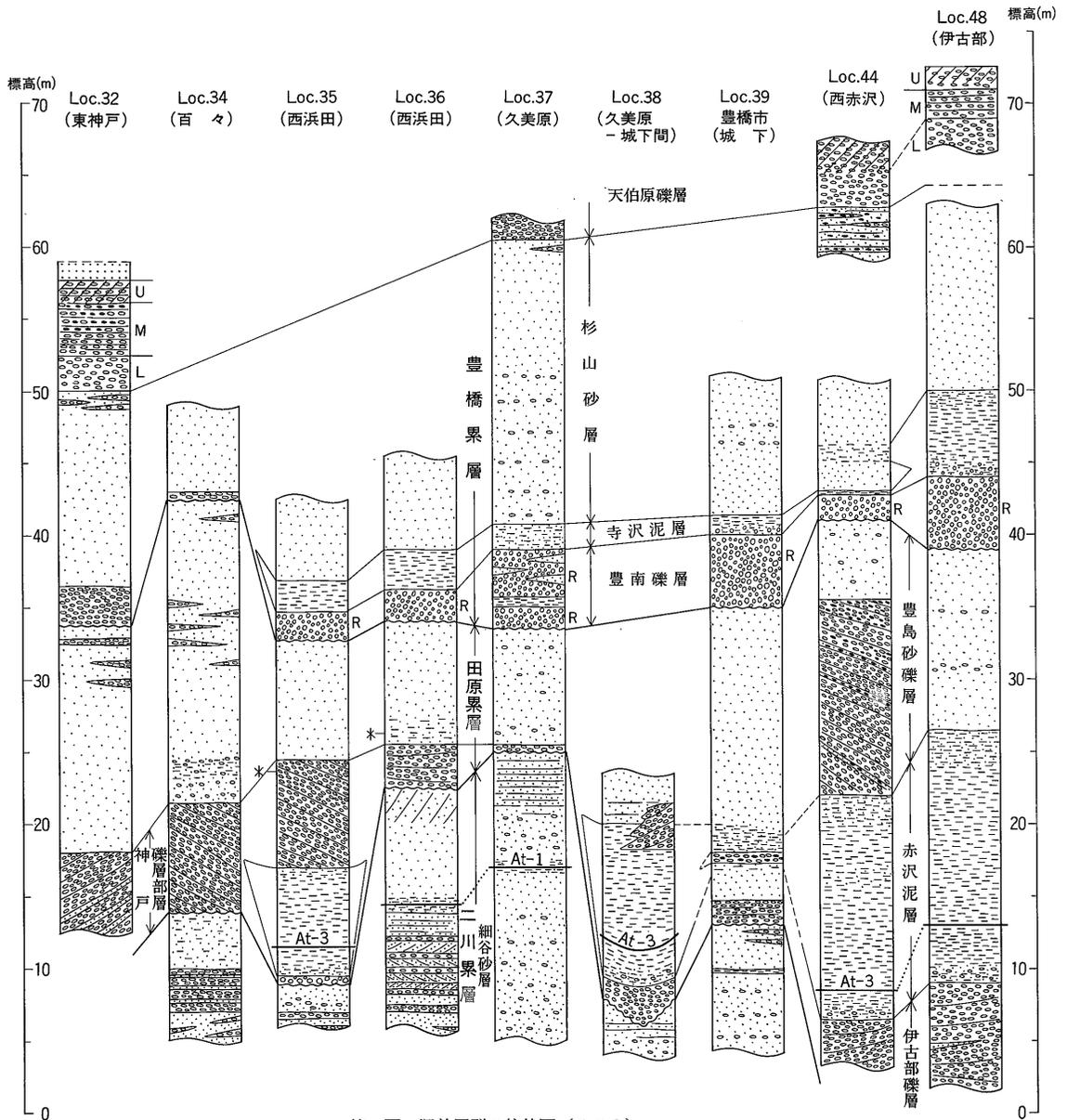
覆う豊島砂礫層に区分される。

1) 伊古部礫層

地層名: 黒田 (1958) による。

分布: 城下-寺沢間の開析谷底。

層相: よく円磨された中礫サイズの砂岩, 変成岩, 酸性火山岩, チャートなどの礫から構成され, まれに砂層を挟む。礫層には西へ傾く傾斜層理* 及び斜交*-平行層理が認められる。厚さは一般に 3-5 m 程度であるが,

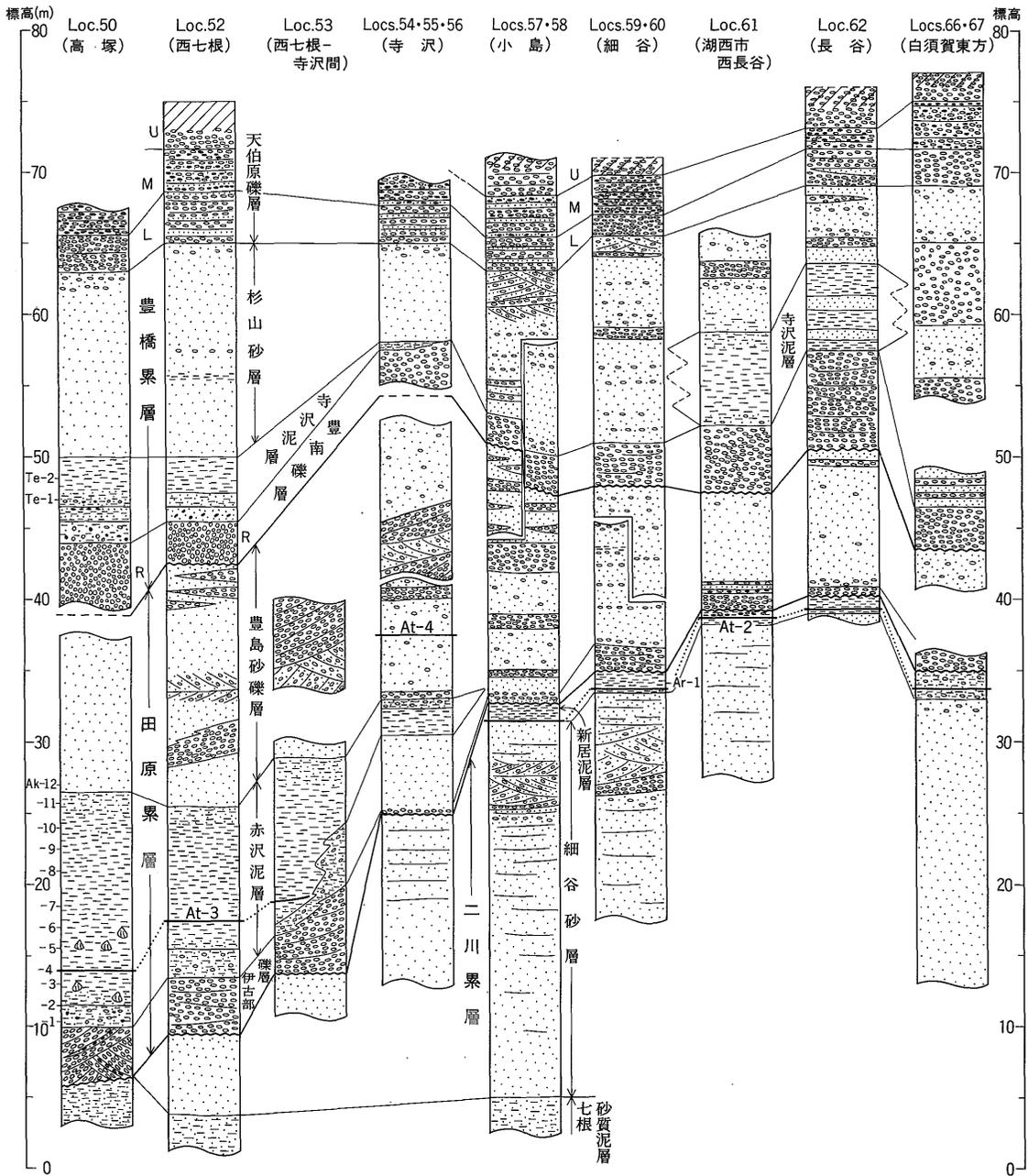


第4図 渥美層群の柱状図 (その2)
田原町東神戸-豊橋市伊古部間。

Fig. 4 Columnar sections of the Atsumi Group (part 2, from higashi-Kanbe to Ikobe).

凡例は第3図参照。Loc. 35 及び 36 柱状図の*印よりも上位の層準は双眼鏡を用いた観望による。At-1 及び At-3 は火山灰層。

* 本稿では、同一方向へ傾斜する層理面群を傾斜層理、2つ以上の異なる方向へ傾斜する層理面群を斜交層理と呼ぶ。

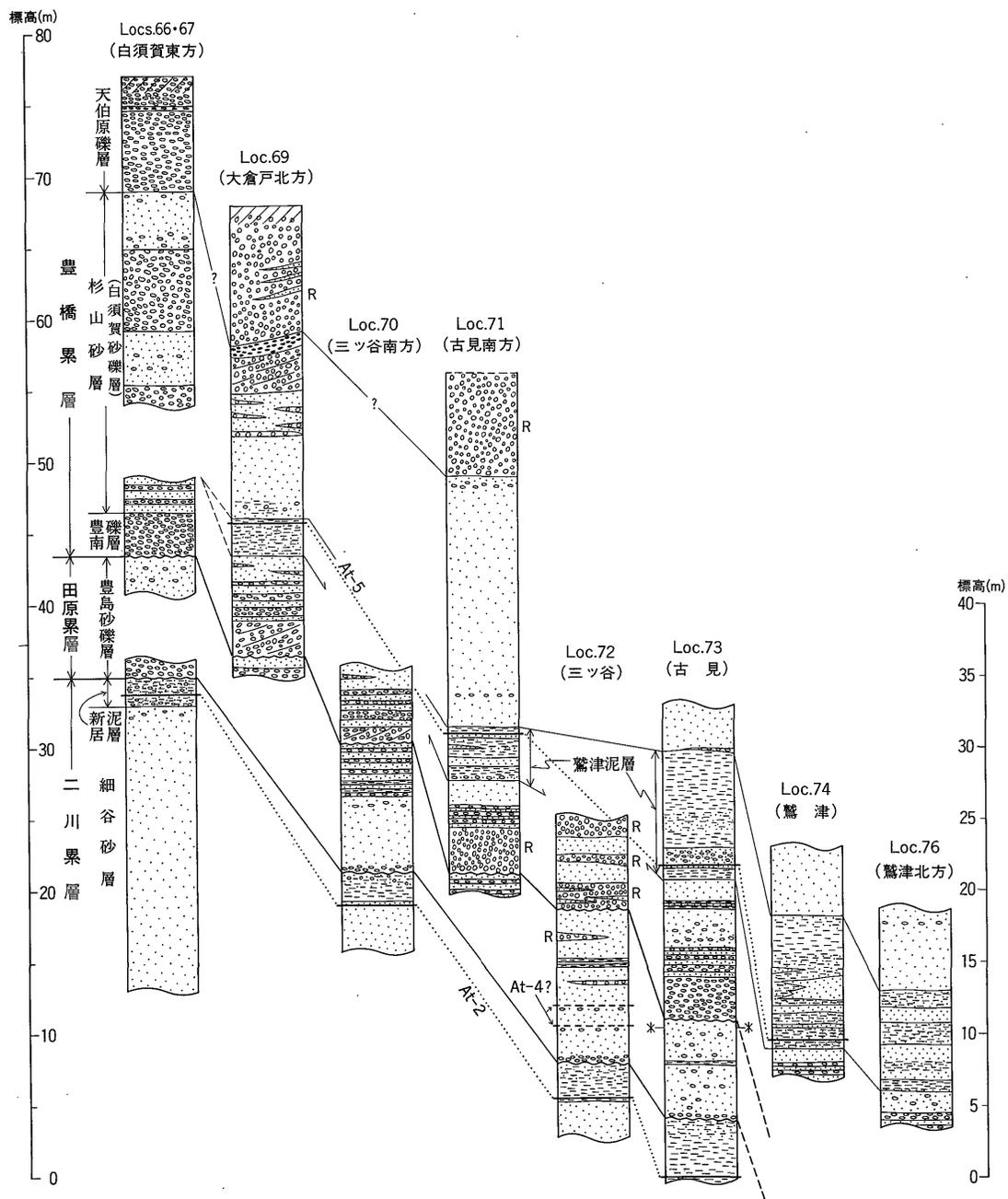


第5図 渥美層群の柱状図(その3)

豊橋市高塚-湖西市白須賀間。

Fig. 5 Columnar sections of the Atsumi Group (part 3, from Takatsuka to Shirasuka).

凡例は第3図参照。Loc. 50 柱状図の Te-1, Te-2 及び Ak-1-Ak-12 と Locs. 59・60 柱状図の Ar-1 は花粉分析試料採取層準。



第6図 渥美層群の柱状図(その4)
湖西市白須賀-鷺津間。

Fig. 6 Columnar sections of the Atsumi Group (part 4, from Shirasuka to Washizu).
凡例は第3図参照. Loc. 73 柱状図の*印よりも下位の層準は廣木・木宮 (1990) のデータによる.

豊橋市伊古部付近では7m以上に達する。また、開析谷東端の同市寺沢付近では急激に厚さを減じ、約20cmとなる。なお、百々城下間に存在する開析谷の基底にも、本礫層に対比される厚さ3m-50cm程度の中礫層が存在する。

2) 赤沢泥層

地層名：黒田(1966)の赤沢シルト層による。

分布：上述の各開析谷内。

層相：城下-寺沢間の大きな開析谷内の本層は15-16mの厚さがある。最下部の1-2mは中-細礫混じりのシルト質細砂からなり、ところにより *Crassostrea gigas* などの汽水生貝化石を含み、バイオタベーションが著しい。これより上位の層準は砂質シルト-粘土質シルトからなり、主として下部に内湾生の貝化石を含む。黒田(1966)によると、貝化石群集中では *Raeta pulchella*, *Theora lubrica* が卓越する。百々城下間の小開析谷内に分布する本層も同様の層相を有するが、層厚は7-12m程度である(第4図 Loc. 35 及び 38 柱状図)。

植物化石：赤沢泥層からは、*Abies firma*, *Carpinus laxiflora*, *Acer palmatum* などの温帯中-南部要素と *Cyclobalanopsis glauca*, *Fagus aff. Hayatae*, *Quercus serrata*, *Machilus Thunbergii*, *Castanopsis Sieboldii* などの暖帯要素で代表される植物遺体を多産する(黒田, 1966)。黒田(1966)によると、温帯要素は下部に集中し、暖帯要素は上位に向かって増加する傾向を示す。

赤沢泥層の花粉群集では *Fagus* 及び *Quercus* 属が卓越し、*Fagus*, *Lepidobalanus*, *Ulmus-Zelkova* 及び *Acer* の各(亜)属は上位に向かって減少する傾向を示す。これに対して、*Cyclobalanopsis* は上位に向かって増加する傾向を示し、cf. *Castanopsis* は本層中部で比較的高い出現率を示す(第7図)。このような植物遺体及び花粉群集の変遷は、赤沢泥層堆積時における気候の温暖化を示している。また、赤沢泥層からは少量ながら、暖帯-亜熱帯気候を示唆する *Illicium*, *Trachelospermum* などの花粉を産する。

3) 豊島砂礫層

地層名：黒田(1958)の豊島砂層による。

分布：赤羽根から新居に至る渥美半島遠州灘沿岸一帯。

層相：本砂礫層は主として砂層及び傾斜層理の発達する礫層からなり、水平方向への層相変化が著しい。

西浜田以西の本層下部は、西北西-北東方向へ10-22°程度傾く傾斜層理の発達する礫層(黒田(1958)の神戸

礫層部層)からなる(第3図 Loc. 29 及び 30 柱状図、第4図 Loc. 32-36 柱状図)。同部層はよく円磨された中礫及び径10cm程度以下の大礫から構成され、田原町東神戸付近では最大15m以上、浜田-百々付近では6-7.5mの厚さを有する。礫種は伊古部礫層と類似し、天竜川起源の砂岩、酸性火山岩、変成岩類、花崗岩類及びチャートなどからなる。

神戸礫層部層の上位には、最大で20m以上の厚さがある塊状、あるいはまれに平行葉理が見られる中-細砂層が重なる。砂層の上部には厚さ10-50cm程度の中礫層の挟みが認められる。

赤沢から西七根にかけての地域に分布する本砂礫層は、塊状または平行葉理の見られる中-細砂層(しばしば中礫を含む)と西-北東へ10-30°程度傾く傾斜層理の発達する礫層-砂礫層からなる。厚さは最大で20mに達する。礫層-砂礫層は、神戸礫層部層と同様に天竜川起源の礫から構成される。礫層の一部は下位の層準を削り込んで堆積しており、西七根から海岸に下る道路沿いの海食崖(付図A-1の Loc. 51)では、北西方向に約30°傾く基底を持つ礫層が赤沢泥層までを削り込んで堆積している。

細谷-西長谷付近に分布する豊島砂礫層は中礫が混じる中-細砂層を主体とし、10-15m程度の厚さがある。基底部には厚さ20cm-2mの中礫層が存在する。また、上部は頻繁に中礫層及び細礫-極粗砂層を挟み、礫層と砂層の互層状を呈する。

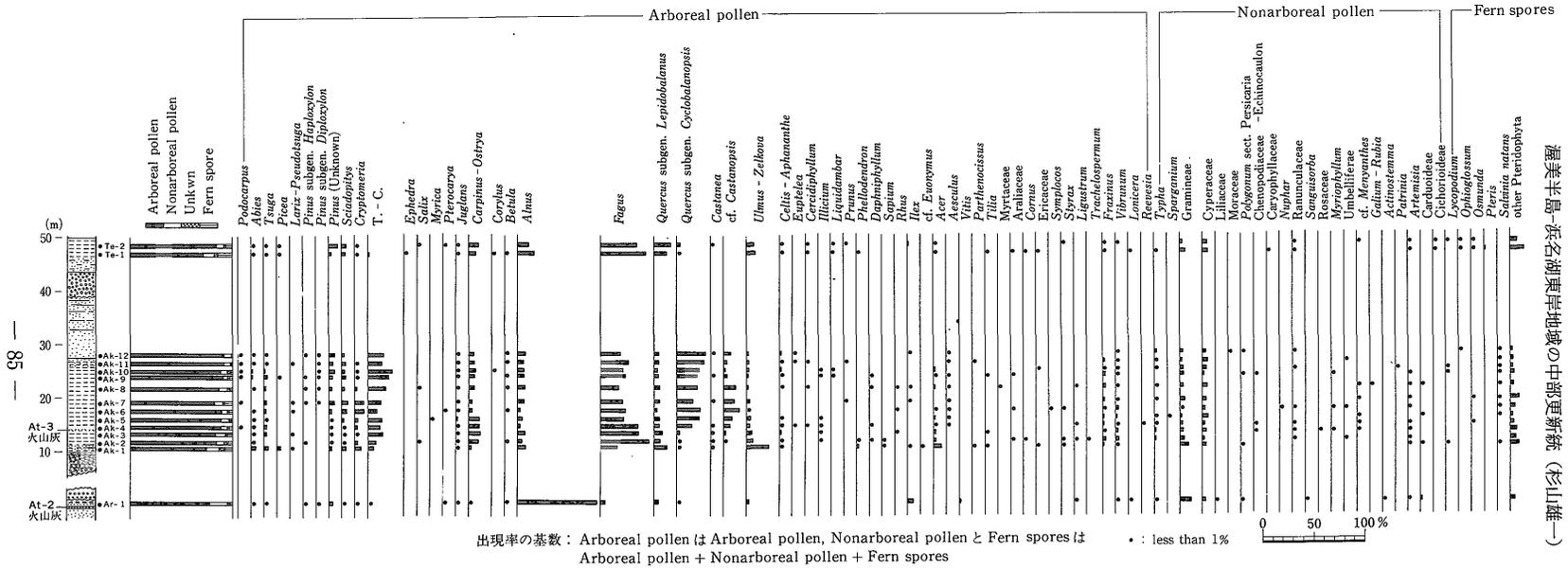
東部の新居付近に分布する本砂礫層は、中-細砂層からなる下部(厚さ約5m、基底に厚さ数10cmの礫層を伴う)と礫層を頻繁に挟む中-粗砂層からなる上部(厚さ約4-5m)に二分される(第6図 Loc. 70 及び 72 柱状図)。上部に含まれる礫層の一部は淘汰が悪く、河成の可能性が高い。また、砂層中には厚さ数cmのシルト層が数枚挟まれる。

植物化石：豊島砂礫層下部は、赤沢泥層上部と同様に *Cyclobalanopsis* の花粉を多産するほか、*Fagus* や cf. *Castanopsis* の花粉を産する(第7図)。

(2) 堆積環境の変遷

城下-寺沢間の開析谷の下方への削り込み量は25m以上に達することから、二川累層の堆積後、少なくとも25m以上の相対的海水準低下が起きたと推定される。その後、海水準の上昇により開析谷は溺れ谷-入り江となり、そこに伊古部礫層及び赤沢泥層が堆積した。赤沢泥層の植物遺体及び花粉化石群集に認められる上方温暖化は、海水準の上昇と調和的である。

その後、海水準はさらに上昇し、海域は開析谷の外側



第7図 瀧美群新居泥層 (Ar-1), 赤沢泥層 (Ak-1—Ak-12) 及び寺沢泥層 (Te-1 及び 2) の花粉分析結果

Fig. 7 Pollen diagrams of the Arai Mud Bed (Ar-1), Akasawa Mud Bed (Ak-1 to Ak-12) and Terasawa Mud Bed (Te-1 and Te-2) of the Atsumi Group.

分析: バリノ・サーヴェイ(株). 分析試料の採取層準は第5図の Loc. 50 及び Locs. 59・60 柱状図参照. Loc.50 及び Locs. 59・60 の位置は付図 A-1 参照.

へ拡大し、外洋性の浅海域が形成された。このような浅海域(主に沖浜環境)に天竜川に由来する礫質碎屑物が頻繁に供給され、傾斜層理の発達する厚い礫層(神戸礫層部層など)と浅海成砂層からなる豊島砂礫層が堆積したと考えられる。神戸礫層部層の傾斜層理及び礫種構成から判断すると、同部層の堆積当時、神戸付近には西北西-北東(現在の三河湾側)へ深くなる斜面が存在し、天竜川の礫質デルタあるいは扇状地の末端がこの地域付近にまで達していた可能性がある。

堆積物の厚さから判断すると、田原累層堆積時の相対的海水準上昇量は40 m以上と推定される。豊島砂礫層上部の堆積時には堆積環境が浅化し、東部の新居付近では河川成の可能性が高い淘汰の悪い礫層やシルト薄層を挟む中-粗砂層が堆積した。

3.3 豊橋累層

(1) 層序及び層相

豊橋累層は、高松付近や西浜田-寺沢間などでは開析谷を伴う浸食面を境として田原累層の上に重なり、神戸付近や東部の新居付近などでは田原累層を整合に覆う(第2図)。本累層の基底には豊南礫層が存在し、その上位には高松泥層・寺沢泥層及び鷺津泥層が離散的に分布する。更にこれらを覆って、杉山砂層及び天伯原礫層が広く分布し、天伯原礫層は天伯原面を形成する。

1) 豊南礫層

地層名: 黒田(1958)による。

分布: 赤羽根から新居に至る渥美半島遠州灘沿岸一帯。

層相: 西浜田-寺沢間の開析谷底では、本礫層は河川成と考えられる淘汰不良の中礫-大礫サイズの亜角礫-亜円礫からなる。厚さは2-6 m程度であり、礫層中には豊川水系に由来する変成岩類、流紋岩類及び緑色岩の礫が含まれる。百々以西の地域に分布する本層は30 cm-3 m程度の厚さを有し、淘汰のよい中礫-細礫からなる。

一方、細谷以東の地域に分布する本礫層は2-7 m程度の厚さがあり、比較的淘汰のよい中-大礫(海浜成の偏平礫を伴う)からなるところが多いが、新居付近の一部の露頭では淘汰不良の河成礫層からなる(第6図 Loc. 71 及び 72 柱状図)。

2) 高松泥層

地層名: Hayasaka (1961) の Takamatsu silt facies による。

分布: 一色-大草間の開析谷内(第2及び3図)。

層相: 本泥層はシルト質中-細砂及び砂質シルトからなり、少なくとも7 m以上の厚さがある(下限不明)。

本泥層は貝化石を多産し、下位より、各々 *Batillaria*

zonalis, *Dosinia angulosa*, *Mya japonica* 及び *Tonna luteostoma* で代表される化石帯に区分される(大炊御門, 1933; 土, 1960 a; Hayasaka, 1962)。このような貝化石群集の変遷は、内湾性の環境から外洋水の影響をより強く受ける環境へ変化したことを示している。

植物化石: 一色に分布する本泥層は *Machilus Thunbergii*, *Cinnamomum japonicum*, *Fagus* aff. *Hayatae* などの温暖な気候を示唆する植物遺体を産する(黒田, 1967)。また、花粉化石群集では *Fagus* が卓越し、*Diploxyylon* や *Lepidobalanus*などを伴う(第8図)。

3) 寺沢泥層

地層名: 黒田(1958)の寺沢砂質粘土層による。

分布: 西浜田-寺沢間及び長谷付近の開析谷内。

層相: 本泥層は主として砂質シルト-粘土質シルトからなり、最下部(豊南礫層との漸移部)に礫混じりの粗砂や砂質シルト(バイオタベーションが認められる)を伴う。また、一部では雲母質の細砂薄層を頻繁に挟み、シルト層と砂層との細互層状を呈する。厚さは3-6 m程度である。伊古部付近の本層は、*Anomia chinensis*, *Anadara granosa*などの貝化石を産する。

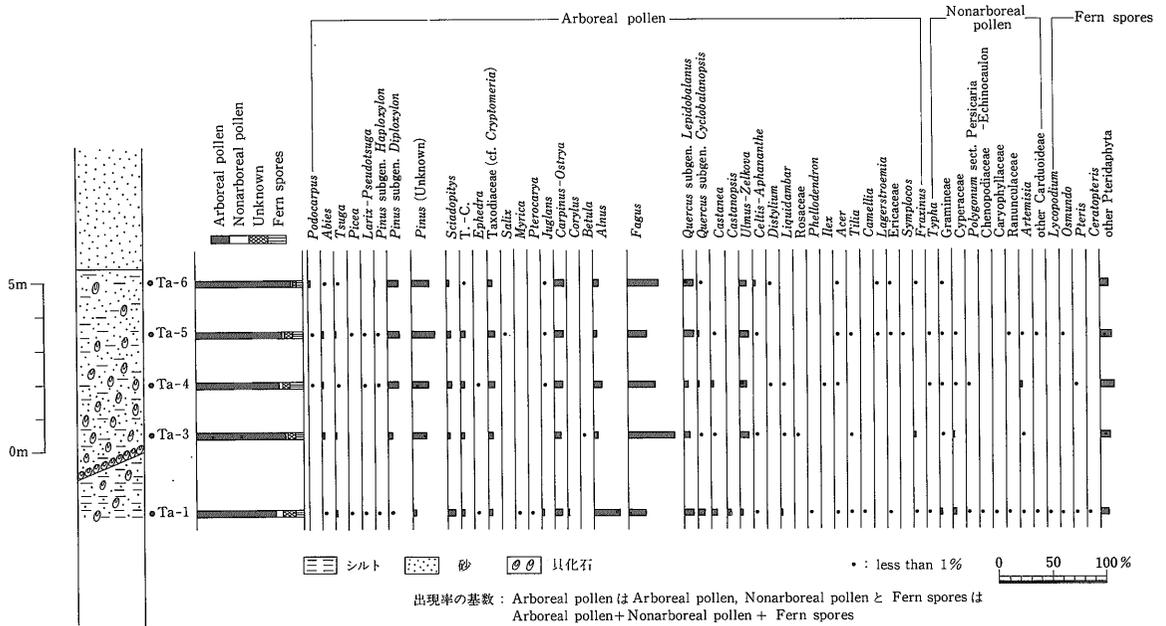
植物化石: 寺沢泥層は *Alnus japonica*, *Fagus* aff. *Hayatae*, *Cyclobalanopsis* sp. などの温和-温暖な気候を示す植物遺体と共に、寒冷な気候を示唆する *Larix Kaempferi* 及び *Picea Maximowiczii* を産する(黒田, 1967)。また、本泥層の花群集では *Fagus* が卓越し、*Lepidobalanus*, *Alnus*などを伴う(第7図)。下位の田原累層赤沢泥層中-上部に多産する *Cyclobalanopsis* は少なく、全体として同泥層下部の群集に類似する。

4) 鷺津泥層

地層名: 黒田(1966)の鷺津シルト層による。

分布: 浜名湖西岸の新居及び大倉戸付近から鷺津にかけての地域(第2及び6図)。

層相: 本泥層は上述の寺沢及び高松泥層と異なり基底に谷地形を伴わず、豊南礫層及びその上位の厚さ1-6 m程度の礫層を頻繁に挟む中-粗砂層(本報告では杉山砂層に含める)の上に整合に重なる。本泥層は2-9 mの厚さを有し、主として塊状または平行葉理の発達する砂質シルト及びシルト質細砂からなり、厚さ数 cm の砂質シルト層と砂層との細互層を伴う。シルトや砂層中にはしばしば植物化石の破片が散在する。比較的大きな層厚を有する鷺津付近では、シルト層中に砂層及び中礫層を挟む(第6図 Loc. 73, 74 及び 76 柱状図)。



第8図 豊橋累層高松泥層の花粉分析結果

Fig. 8 Pollen diagram of the Takamatsu Mud Bed of the Toyohashi Formation.

分析: パリノ・サーヴェイ(株). 分析試料の採取層準は第3図の Loc. 25 柱状図参照. Loc. 25 の位置は付図 A-1 参照.

本層は *Venerupis variegata*, *Rhaeta yokohamensis* などの内湾生貝化石を産する (黒田, 1966; 磯見・井上, 1972).

植物化石: 鷲津泥層は *Abies firma*, *Fagus aff. Hayatae*, *Alnus japonica*, *Pinus Armandi*, *Cyclobalanopsis* sp., *Paliurus nipponicus* などからなる温暖な気候を示唆する植物遺体群集を産する (黒田, 1966, 1967).

5) 杉山砂層

地層名: 黒田 (1958) による.

分布: 赤羽根町若見から浜名湖東岸の新居及び鷲津まで, 東西約 37 km に互って連続的に分布する.

層相: 西七根以西に分布する本層は 8-20 m の厚さを有し, 主として淘汰のよい中-細砂からなる. 砂層中には細礫及び径 3 cm 以下の中礫が散在, あるいは厚さ数 cm-10 cm 程度の礫層として挟まれる. 礫層の挟みは, 特に本層最上部 (天伯原礫層との境界部付近) に多い. 一色付近では, 本層下部及び最上部に厚さ 3-10 cm 程度のシルト層が数枚挟まれる (第3図 Loc. 20 柱状図).

寺沢以東に分布する杉山砂層は, 7-17 m 程度の厚さを持ち, 中-細礫混じりの中-細砂層と主として中礫サイ

ズの円礫層 (偏平礫を含む) から構成される. 白須賀付近では, 特に礫層が卓越する (黒田 (1967) の白須賀砂礫層).

植物化石: 大草及び赤羽根付近の本砂層上部は, 温暖な気候を示唆する *Melia Azedalach*, *Aleurites cordata*, *Ilex cornuta*, *Pinus Thunbergii*, *Abies firma* などからなる植物遺体群集を産する (黒田, 1967).

6) 天伯原礫層

地層名: 黒田 (1958) による.

分布: 赤羽根から新居にかけての地域に連続的に分布する.

層相: 本層は東から西へ河成礫層から海浜礫層を経て, 海浜砂礫-砂層へ変化する明瞭な層相変化を示す.

浜名湖西岸の大倉戸から新居にかけての地域に分布する天伯原礫層は, 淘汰の悪い中礫及び大礫サイズの円礫-亜円礫からなる河成礫層であり, 最大 10 m 程度の厚さを有する (第6図 Loc. 69 及び 71 柱状図). 礫層中には厚さ 1 m 程度の細礫層, 同 1 m 以下の連続性の悪い粗-中砂層が頻繁に挟まれる. また, 礫層中の砂岩, 花崗岩類, 酸性火山岩類などの礫はいわゆる“腐り礫”の性状を呈し, ハンマーの打撃によって比較的容易に壊

れる。この地域の天伯原礫層は、礫種構成、礫の風化程度及び層相の点で、浜名湖東岸域に分布する浜松累層の鴨江礫層(古天竜川の扇状地成堆積物、後述)と酷似する。

白須賀-南神戸間に分布する天伯原礫層は、下位より杉山ほか(1987)の下部、中部及び上部礫層に相当する3つの層準(各々、外浜、前浜、後浜の堆積物に比定される)に区分される海浜礫層からなり、7-10 mの厚さを有する。下部礫層は主として中礫及び径10 cm以下の大礫から構成され、薄い砂層を挟む。厚さは1-3 m程度。中部礫層は径3 cm程度以下の中礫層と細礫-極粗砂層との互層、又は細礫層と中-粗砂層との互層からなり、平行葉理が発達する。厚さは1-5 m程度。上部礫層は中礫サイズの淘汰のよい偏平礫からなる。上部礫層は一般に赤色風化を受けており、もとの礫層の組織を残している部分の厚さは1 m以下のところが多い。

西部の南神戸-高松付近の本礫層も同様に下部、中部及び上部礫層に区分される海浜礫層からなるが、中部礫層の粒度が東部の地域に比べて細かく、主として砂サイズの粒子からなる。また、上部礫層の層準には成層構造の不明瞭な淘汰のよい砂層が発達する(第3図)。砂層は最大で約5 mの厚さがあり、上部は赤色風化を受けている。

(2) 堆積環境の変遷

一色-大草間、西浜田-寺沢間及び長谷付近の開析谷の削り込みは深さ10 m以上に達する。したがって、田原累層堆積後、少なくとも10 m以上の相対的海水準低下が生じたと考えられる。開析谷底には初め河成礫層(豊南礫層)が堆積した。その後、海水準の上昇により開析谷は溺れ谷-入り江となり、そこに高松及び寺沢泥層が堆積した。東部の鷺津-新居付近では、海水準の上昇に伴って河床・氾濫原から礫浜環境へ変化し(豊南礫層堆積期)、さらに一部礫混じりの中-粗砂層及び鷺津泥層の堆積場へと変化した。

鷺津泥層は下底に谷地形を伴わず、その堆積環境は寺沢及び高松泥層とは異なっていたと考えられる。廣木・木宮(1990)は鷺津泥層とその下位の砂層の詳細な層相解析を行い、両層の堆積環境を各々、ラグーン-潮汐低地と塩水性湿地に比定している。

その後の海水準上昇により海域は開析谷の外側へ拡大すると共にラグーンは沈水し、外洋性の浅海環境が形成され、杉山砂層が堆積した。浅海域東部では下位の田原累層と同様に、天竜川起源の礫質碎屑物がしばしば供給され、黒田(1967)の白須賀砂礫層が形成された。その後、天竜川の扇状地-礫質デルタが新居付近まで前進し、

大量の礫質碎屑物が西方の浅海域に供給され、天伯原礫層が堆積したと考えられる。同礫層は海水準の低下あるいは隆起によって離水し、赤羽根から新居にかけての地域ではより新しい海進-海退堆積サイクルによって覆われることなく、その堆積面を高位段丘面として保存し現在に至っている。堆積物の厚さから判断すると、豊橋累層堆積時の相対的海水準上昇量は35 m以上と推定される。

3.4 福江累層

(1) 層序及び層相

福江累層(新称;黒田(1975)の福江礫層に相当)は、天伯原面より低位の福江面(石川・太田, 1967)を構成する堆積物であり、渥美半島の遠州灘沿岸では赤羽根町中村以西に分布する。

中村及び赤羽根西方の本累層下底には、下位の豊橋累層を削り込む開析谷が存在する。また、越戸付近には、秩父帯のチャート層中に形成された開析谷が認められる。

福江累層は、これらの開析谷を埋積する赤羽根泥層と同層を整合に覆うと共に福江面を形成する若見礫層に二分される(第9図)。

1) 赤羽根泥層

地層名: 新称。

模式地: 赤羽根町中村(第9図及び付図A-1のLoc. 15)。

層相: 本層は砂質シルト-シルト質細砂からなり、中村の開析谷では最大で約10 mの厚さがあると推定される。本層最下部には、主として5 cm以下の中礫からなる礫層(厚さ1-6 m)が存在する。本泥層の中-下部にはバイオタベーションが認められ、植物遺体が頻繁に挟まれる。また、中村の開析谷では、本層上部に二枚貝の雌型化石が含まれる。

植物化石: 本泥層は *Melia Azedarach*, *Mallotus japonicus*, *Sapium sebiferum*, *Ilex cornuta*, *Abies firma*, *Pinus Thunbergii* などからなる植物遺体群集を産する(黒田, 1967)。群集中には乾燥気候に耐え得る種が目立ち、温暖で雨期と乾期が存在する気候が示唆される(黒田, 1967)。

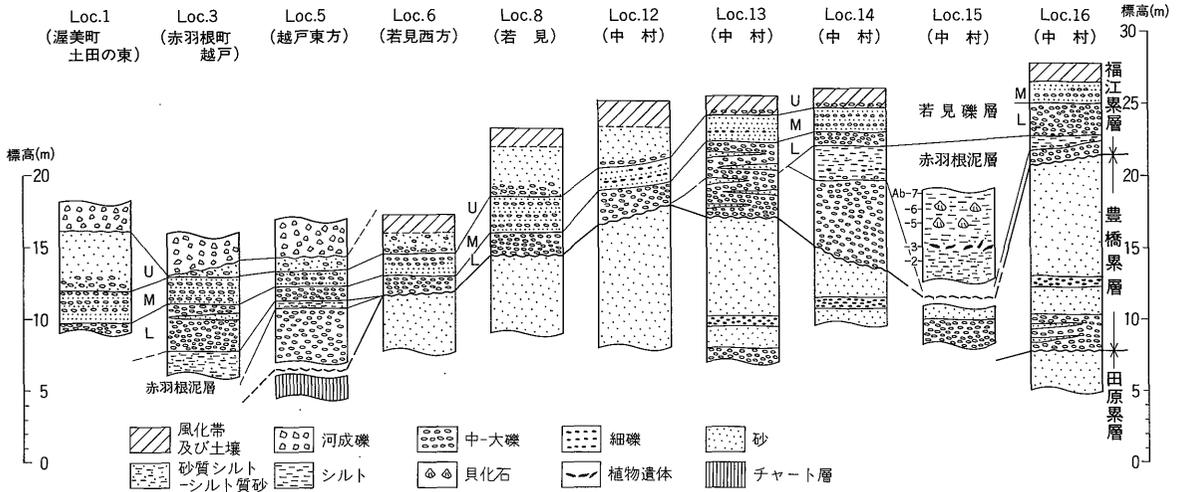
花粉群集では *Diploxylon* 及び *Fagus* が卓越し、*Lepidobalanus* や *Alnus* などを伴う(第10図)。

2) 若見礫層

地層名: 新称。

模式地: 赤羽根町若見(第9図及び付図A-1のLoc. 8)。

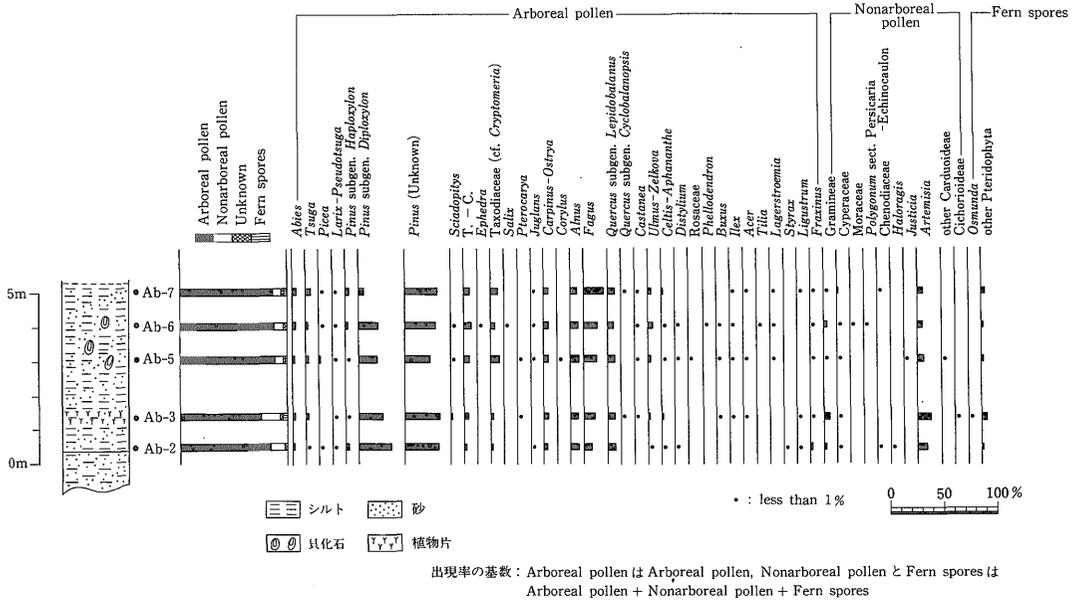
層相: 本層は海浜(砂)礫層からなり、5-9 m程度



第9図 福江累層の柱状図

Fig. 9 Columnar sections of the Fukue Formation.

柱状図作成地点は付図 A-1 参照。若見礫層の細区分 L, M, U は各々、杉山ほか (1987) の下部, 中部, 上部礫層。Loc. 15 柱状図の Ab-2~Ab-7 は花粉分析試料採取層準。



第10図 福江累層赤羽根泥層の花粉分析結果

Fig. 10 Pollen diagram of the Akabane Mud Bed of the Fukue Formation.

分析: パリノ・サーヴェイ(株)。分析試料の採取層準は第9図の Loc. 15 柱状図参照。Loc. 15 の位置は付図 A-1 参照。

の厚さを有する。本礫層は天伯原礫層と同様に、下位より下部、中部、上部の3層準に区分される(第9図)。下部層は1-3.5m程度の厚さがあり、主として中礫及び径10cm以下の大礫から構成される。中部層は1-2

m程度の厚さを有し、平行葉理の発達する中礫層と中粗砂層との互層、又は平行葉理(一部、斜交葉理)の発達する中礫混じりの中-粗砂層からなる。上部層は最大で4m以上の厚さを有し、主として淘汰のよい中-粗砂

からなり、最下部に扁平礫を伴うことを特徴とする。砂層の上部は風化及び土壌化が進んでいる。越戸付近では、小河川の河道埋積堆積物と推定される淘汰の極めて悪い河成礫層が上部層を削り込んで堆積している(第9図 Loc. 1, 3及び5柱状図)。

(2) 堆積環境の変遷

福江累層の堆積過程は、渥美層群の各累層と同様に低海水準期の開析谷の形成に始まり、海水準上昇期の開析谷充填堆積物(赤羽根泥層)の堆積とその後の高海水準-海水準低下期の海浜堆積物(若見礫層)の堆積からなる。しかし、本累層では渥美層群の各累層の主体を占める浅海(沖浜)成の砂質堆積物が欠如している。これは、渥美半島南岸の福江累層が広い海岸平野を欠く磯浜海岸の堆積物であるためと考えられる。

3.5 浜松累層

(1) 層序及び層相

浜松累層は、武藤(1987)により下位から、都田礫層、天満平泥層、細江礫層、佐浜泥層及び鴨江礫層に区分されている。このうち、天満平泥層と佐浜泥層は海成の泥質堆積物であり、都田、細江、鴨江の各礫層は河成の礫質堆積物である。ただし、細江礫層の中部には部分的に海成泥層が挟まれ、これを含めると浜松累層には3層準に海成泥層が発達する(第11図)。なお、細江礫層は、この海成泥層の上限及び下限を境として3つの独立した層序区分単位に分割することが可能であるが、本稿では個々の層序区分単位の命名は行わず、これらを各々細江礫層の下部礫層、中部泥層及び上部礫層と呼ぶ。

1) 都田礫層

地層名: 武藤(1987)による。

分布: 三方が原台地北縁部。

層相: 本層は細江町天満平付近では8m以上の厚さ(下限不明)がある。天満平北方では、本層の下部4mは淘汰の悪い中礫及び径15cm以下の大礫を主とする河成礫層からなり、厚さ数10cmの砂層を挟む。このような礫層の上に、厚さ約1m、一部中礫混じりの中細砂層が重なり、更にその上に、上方細粒化を示す砂基質の礫層ないし礫混じり砂層(厚さ約3m)が重なる(第11図 Loc. 93柱状図)。

2) 天満平泥層

地層名: 武藤(1987)による。

分布: 都田川中流域から浜名湖畔の細江町伊奈にかけての三方が原台地北西縁部。

下位層との関係: 都田礫層上部の上方細粒化を示す礫層の上に整合に重なる。

層相: 本層は天満平付近では5-6mの厚さがあり、

下部は上方細粒化(極粗砂→細砂)を示す砂層、上部は砂質シルト-シルト質細砂層からなる。これより西方の細江町岡ノ平から伊奈にかけての地域では8m以上(下限不明)の厚さがあり、主として砂質シルトから構成される(第11図)。また、下位層(シルト層)を削り込むトラフ状の下底を有する砂層及び礫層(厚さ50cm-1m程度)を伴う。都田川北岸の金指(付図A-2参照)東方には本層の北方延長と考えられる砂質シルト層が分布し、*Batillaria multiformis*, *Theora lubrica* などを含む内湾生-河口生の貝化石群集を産する(磯見・井上, 1972)。

植物化石: 都田川南岸の細江町瀬戸(付図参照)付近に分布する天満平泥層は、*Pinus cf. Armandi*, *Alnus japonica*, *Fagus sp.*, *Zelkova sp.*, *Paliurus nipponicus*, *Trapa* などの植物遺体を産する(粉川, 1964)。また、伊奈付近に分布する本泥層は、*Diploxylon*, *Fagus*, *Taxodiaceae*, *Tsuga* 及び *Alnus* が卓越する花粉群集を産し、下位の試料中には *Haploxylon* の花粉が比較的高率に含まれる(第12図)。

3) 細江礫層

地層名: 武藤(1987)による。

分布: 調査地域内では都田川流域から伊奈にかけての地域に分布する。

下位層との関係: 下位の天満平泥層とは明瞭な境界をもって接する。また、天満平泥層に挟在するHa-2火山灰層(後述)の高度分布から判断すると、本礫層は細江町油田-伊奈間では同火山灰層を含む天満平泥層上部を削り込んでいると推定される(第2及び11図)。

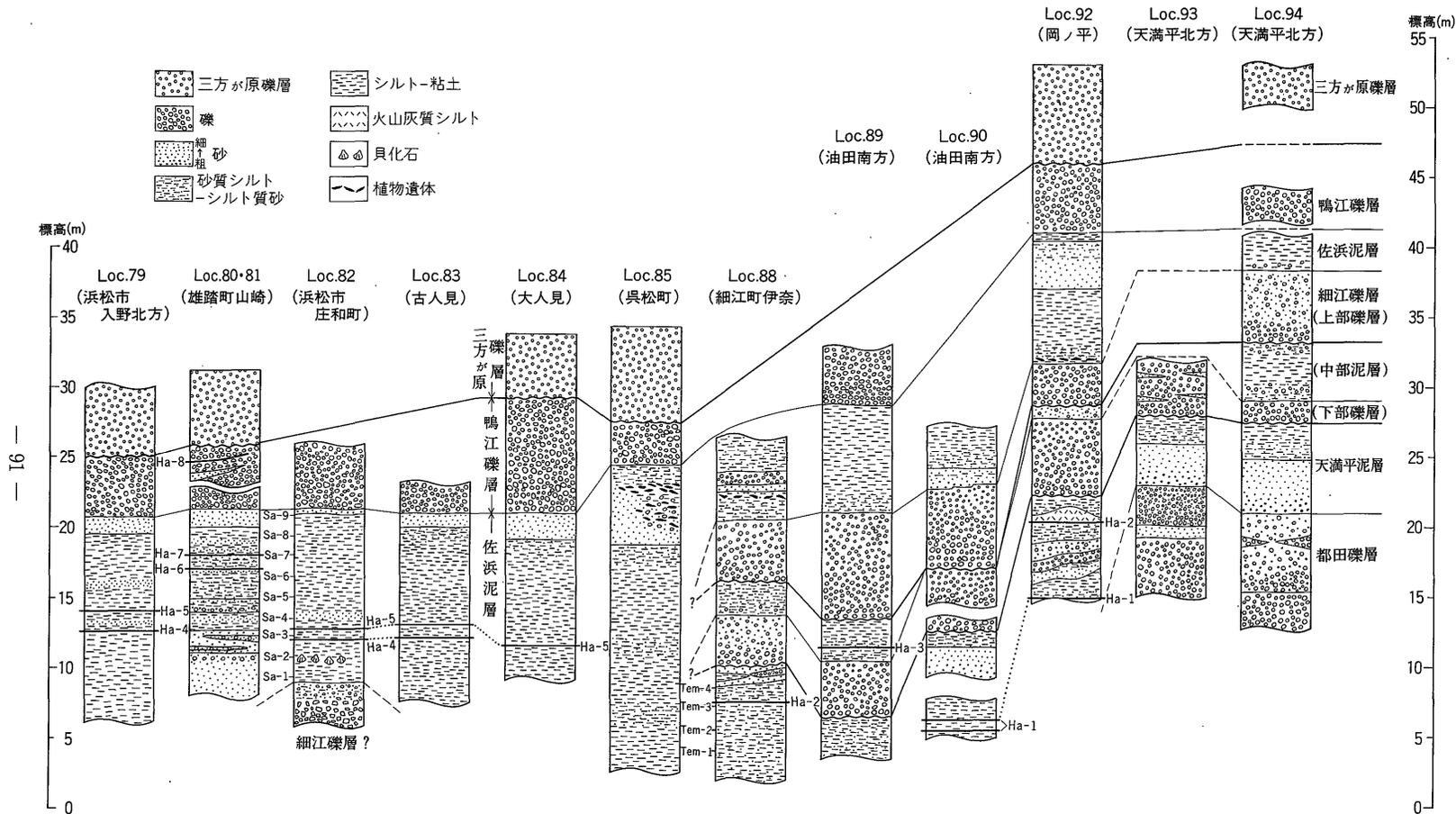
層相: 本礫層は10-14mの層厚を有し、下位より下部礫層、中部泥層及び上部礫層に三分される(第11図)。

都田川流域に分布する下部礫層は主として淘汰の悪い中礫及び径10cm以下の大礫からなり、1.5-6mの厚さがある。伊奈付近の下部礫層は3-4mの厚さがあり、下部の淘汰の悪い中礫層から上部の礫混じり粗砂層へ上方細粒化を示す(第11図 Loc. 88柱状図)。

中部泥層は下部礫層から漸移し、一部礫混じりのシルト層及び礫混じりの細-粗砂層からなる。多くの露頭では1-4mの厚さがあるが、細江町油田のLoc. 90では本層を欠き、下部礫層(中礫層)の上に上部礫層(大礫層)が直接重なる(第11図)。

上部礫層は中部泥層の上に明瞭な境界をもって重なる。本層は4-7mの厚さがあり、主として淘汰の悪い中礫及び径10cm以下の大礫からなる。

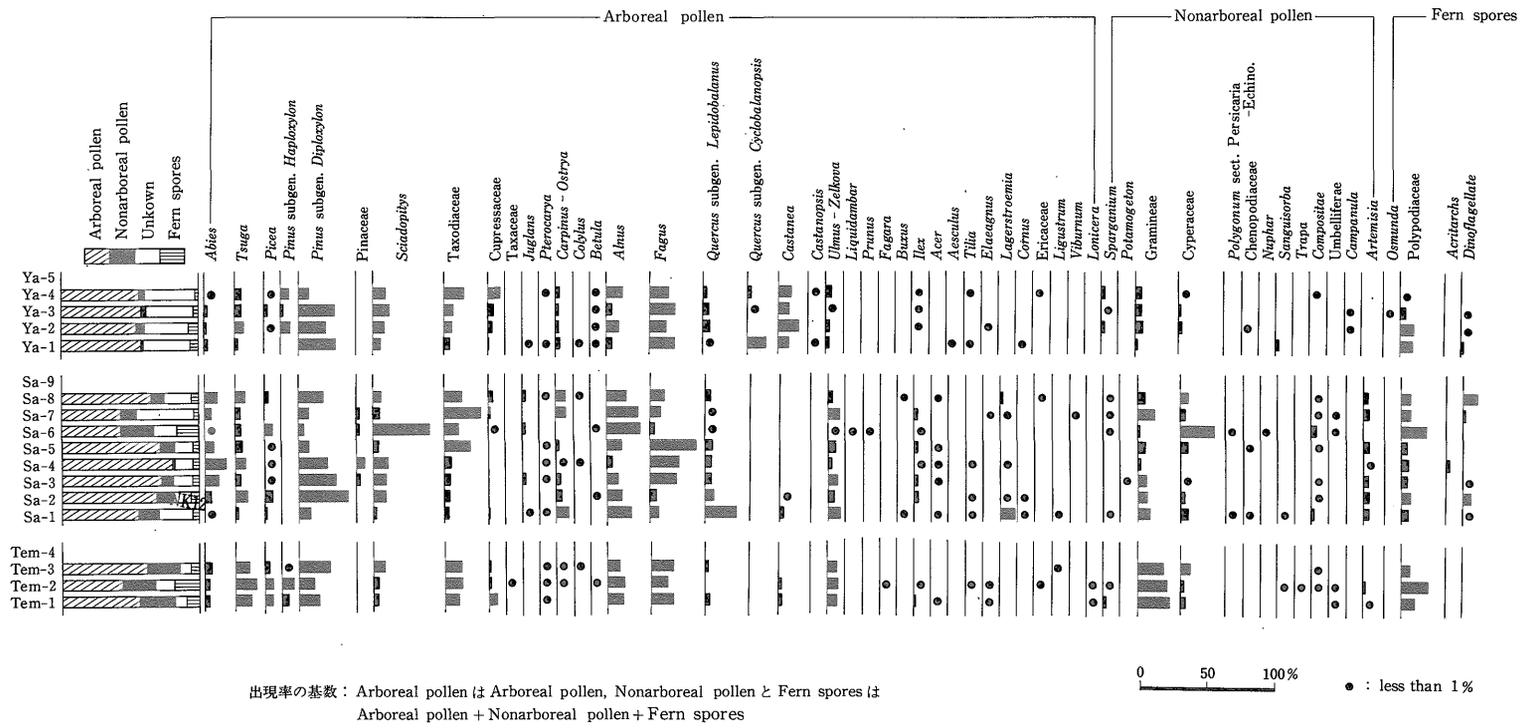
細江町祝田(付図A-2参照)の細江礫層からは、*Palaeoloxodon naumanni* の化石が報告されている



第11図 浜松累層の柱状図

Fig. 11 Columnar sections of the Hamamatsu Formation.

柱状図作成地点は付図 A-2 参照。Ha-1—Ha-8 は火山灰層。Loc. 82 柱状図の Sa-1—Sa-9 及び Loc. 88 柱状図の Tem-1—Tem-4 は花粉分析試料採取層準。



第 12 図 浜松累層の天満平泥層 (Tem-1—Tem-4) 及び佐浜泥層 (Sa-1—Sa-9), 並びに三方が原累層山崎泥層 (Ya-1—Ya-5) の花粉分析結果
 Fig. 12 Pollen diagrams of the Tenmabira Mud Bed (Tem-1 to Tem-4) and Sahama Mud Bed (Sa-1 to Sa-9) of the Hamamatsu Formation and of the Yamazaki Mud Bed (Ya-1 to Ya-5) of the Mikatagahara Formation.
 分析: バリノ・サーヴェイ(株). 分析試料の採取層準は第 11 図の Loc. 82 及び 88 柱状図並びに第 13 図 Loc. 77 柱状図参照. Loc. 77, 82 及び 88 の位置は付図 A-2 参照.

(小林, 1964; 磯見・井上, 1972). 小林 (1964) の柱状図に基づくと, その産出層準は上部礫層と推定される.

三方が原台地南西縁の浜松市庄和町では, 佐浜泥層の下位に淘汰の悪い河成中-大礫層が分布する. この礫層については確実な対比の根拠は存在しないが, 武藤 (1987) が指摘しているように, 細谷礫層と同時期の堆積物である可能性がある.

4) 佐浜泥層

地層名: 土 (1960 b) による.

分布: 三方が原台地の開析斜面に広く分布する.

下位層との関係: 北部の都田川流域から伊奈にかけての地域では細江礫層の上に整合に重なる. 浜松市呉松町より南の地域では細江礫層が分布せず, また, 南北両地域にまたがる火山灰層が存在しないため, 佐浜泥層と細江礫層以下の層準との関係は明らかでない.

層厚: 本層の厚さは呉松町付近では 18 m 以上, 南部の浜松市古人見, 村櫛及び入野付近では 12 m またはこれ以上に達する. 一方, 北部の都田川流域では厚さ 2-10 m 程度と薄くなる (第 11 図).

層相: 本層は主として砂質シルト-シルト質細砂と粘土質シルトからなり, シルトと細砂の細互層, 砂層及び礫層を伴う. 北部の伊奈及び岡ノ平付近では, 本層下部に植物遺体の密集帯 (厚さ数 10 cm) が挟まれる. 本層上部には厚さ 1-5 m 程度の砂層 (武藤 (1987) の志都呂砂層) が認められることがある. 同砂層は主として淘汰のよい中-細砂からなり, 一部では最上部 (鴨江礫層との境界部) にシルト層又はシルトと細砂の細互層を伴う. 呉松町付近 (Loc. 85) では, 本砂層中に多量の植物遺体を含む礫混じりのシルト-細砂層がレンズ状に挟まれる.

佐浜泥層は *Theora lubrica*, *Raeta yokohamensis*, *Dosinia angulosa*, *Anadara granosa* などで代表される内湾生貝化石群集及び *Strebulus beccarii tepida*, *Elphidium clavatum* などを主とする汽水生底生有孔虫化石群集を産する (小林, 1964; 磯見・井上, 1972; 千地, 1964). また, 浜松市佐浜, 古人見, 西彦尾及び神ヶ谷 (付図参照) の本層からは, *Palaeoloxodon naumanni* の化石を産する (小林, 1964; 磯見・井上, 1972).

植物化石: 佐浜泥層は *Pinus Thunbergii*, *Melia Azedarach*, *Sapium sebiferum*, *Sapindus mukurossi*, *Cyclobalanopsis gilva*, *Paliurus nipponicus*, *Lagerstroemia* sp. などからなる暖帯性植物遺体群集を産する (粉川, 1964; 小林, 1964). また, 佐浜泥層の花粉群集では, *Diploxylon*, *Sciadopitys*,

Fagus, *Taxodiaceae*, *Alnus* などが比較的高率に出現し, *Lagerstroemia* を伴う (第 12 図).

5) 鴨江礫層

地層名: 武藤 (1987) による.

分布: 三方が原台地の開析斜面上部に広く分布する. 本層は大部分の地域で三方が原礫層に覆われるが, 既述のように同台地南東端の浜松市鴨江付近には東鴨江面 (土, 1960 b) 又は鴨江面 (小林, 1964) と呼ばれる本層の堆積面が存在する.

下位層との関係: 本礫層は佐浜泥層の上に明瞭な境界をもって重なるが, その基底面は平坦であり, 開析谷状の顕著な凹凸は観察されない.

層相: 本礫層は 5-10 m 程度の厚さを有し, 主として中礫及び大礫 (人頭大の礫を含む) から構成される. 礫層には不明瞭な傾斜層理及び斜交層理が認められ, まれに厚さ数 10 cm-1 m 程度のレンズ状砂層を伴う. 鴨江礫層の礫は三方が原礫層の礫に比べて風化が進んでおり, “腐り礫” の性状を呈する. また, 礫層の最上部 (三方が原礫層の直下) に赤色風化殻が認められるところがある.

(2) 堆積環境の変遷

天満平泥層及び佐浜泥層は, 既述のように汽水生の化石を産することから, 現在の浜名湖のようなラグーンないし内湾 (古浜名湖) の堆積物と考えられる. また, 最上位の鴨江礫層は平坦な基底を持ち, 三方が原台地全域に連続的に分布することから, 古天竜川の扇状地成堆積物と考えられる. 一方, 都田礫層及び細江礫層は都田川流域に分布し, 鴨江礫層よりも礫の淘汰及び円磨度が悪いことから, 古都田川の氾濫原堆積物と推定される.

都田川流域の浜松累層には, 都田礫層-天満平泥層, 細江礫層の下部礫層-中部泥層, 細江礫層上部礫層-佐浜泥層の 3 つの上方細粒化 (河成礫層→海成泥層) 堆積サイクルが認められる. 現在の細江町祝田から下気質にかけての都田川下流域 (付図 A-2 参照) は, 浜名湖 (引佐細江) に連続する標高 5 m 以下の低湿地となっている. 浜松累層に認められる 3 つの上方細粒化堆積サイクルは, 現在の都田川下流域-引佐細江と同様な環境下で, 河成礫層の堆積と海成 (汽水成) 泥層の堆積が繰り返されることにより形成されたと推定される.

海成泥層の堆積を引き起こした要因としては, 海水準あるいは湖水準の上昇, 地盤の沈下などが考えられる. 既述のように佐浜泥層は温暖な気候を指示する動植物化石を産することから, その堆積は海水準の上昇により引き起こされた可能性が高い. 天満平泥層及び細江礫層中部泥層の堆積も海水準の上昇により引き起こされたと見

なした場合には、浜松累層の堆積期間中に 3 回の海水準上昇があったと考えられる。

鴨江礫層は前述のように古天竜川の扇状地成堆積物と考えられ、その堆積機構は武藤 (1987) による三方が原礫層 (より新しい古天竜川の扇状地成堆積物、後述) の堆積機構がそのまま適用できると考えられる。すなわち、高海水準期 (佐浜泥層堆積期) に古天竜川の主河道 (武藤 (1987) の a 型開析谷) の埋積が進み、ついには河流が主河道から溢れ出て古浜名湖の上に扇状地を形成し、礫質碎屑物を堆積させたと考えられる。

3.6 三方が原累層

(1) 層序及び層相

三方が原累層の基底には、下位の浜松累層を削り込む開析谷 (武藤 (1987) の b 型開析谷) が存在する。本累層はこれらの開析谷を埋積する山崎泥層及び村櫛砂層と同砂層の上に整合に重なり、浜松累層を広く覆い三方が原面を形成する三方が原礫層に区分される (第 2 及び 13 図)。

1) 山崎泥層

地層名: 新称。本層は武藤 (1987) の村櫛砂層下部の砂質泥層及びシルト層に相当する。

模式地: 雄踏町山崎 (付図 A-2 の Loc. 101)。

分布: 武藤 (1987) によると、浜名湖東岸の浜松市村櫛-館山寺北東方、佐浜、入野及び雄踏町山崎付近に存在する幅 1 km 未満の 4 つの細長い開析谷内に分布する。

層相: 本層は主として塊状、均質なシルト-砂質シルトからなり、最上部はシルト混じり細砂となる (第 13 図)。層厚は 9 m 以上 (下限不明) に達する。本層中・下部には二枚貝の雌型化石が散見されるほか、有孔虫及び *Dinoflagellate* の化石が含まれる。

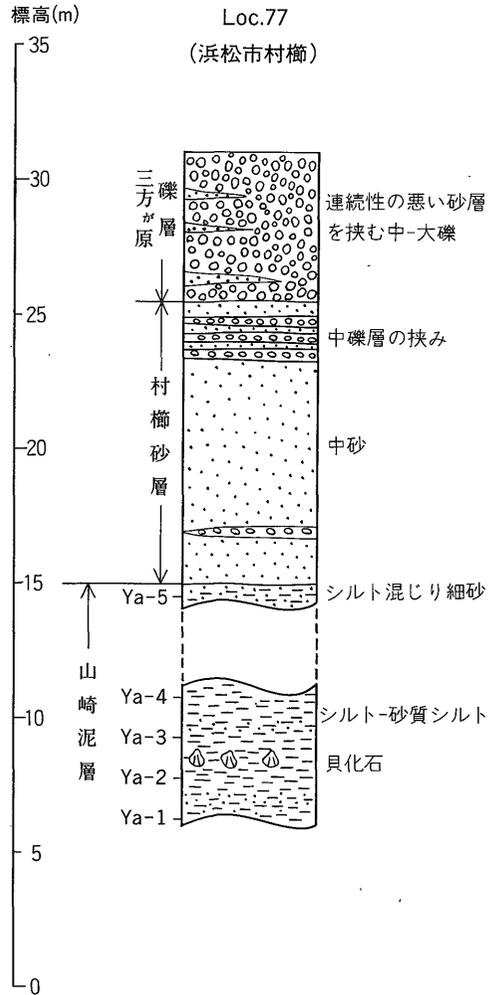
植物化石: 村櫛付近の本層は *Diploxyton*, *Fagus*, *Castanea*, *Sciadopitys* の花粉を比較的高率に産し、*Cyclobalanopsis*, *Castanopsis*, *Haploxyton* などの花粉を伴う (第 12 図)。

2) 村櫛砂層

地層名: 武藤 (1987) による。本層は武藤 (1987) の村櫛砂層主部に相当する。

下位層との関係: 下位の山崎泥層の上に整合に重なる。また、武藤 (1987) によると、本層は侵食面 (波食面) を介して浜松累層を直接不整合に覆う。

層相: 本層は 10-13 m の厚さを有し、主として洶汰のよい中砂からなる。本砂層中-下部は明瞭な堆積構造を示さない場合が多いが、平行葉理及び低角度の斜交葉理が観察される露頭もある。本砂層上部には厚さ数 cm-



第 13 図 三方が原累層の柱状図

Fig. 13 A typical columnar section of the Mikatagahara Formation obtained at Loc. 77. Loc. 77 の位置は付図 A-2 参照。

20 cm 程度の中礫層が頻りに挟まれ、平行葉理及びトラフ型斜交葉理が認められる。

3) 三方が原礫層

地層名: 小林 (1964) による。

分布: 本層は三方が原台地の表層部に広く分布し、三方が原面を形成する。また、本礫層相当層は天竜川東岸の磐田原台地及び浜名湖西岸の新所原台地にも広く分布し、磐田原面及び新所原面を形成する。これらの段丘面は天竜川河口を挟んで南に開いた扇状の分布形態を示すことから、古天竜川の隆起扇状地面と考えられる。

下位層との関係：本層は村櫛砂層の上に整合に重なりと共に、浜松累層を不整合に覆う。

層相：調査地域内の三方が原礫層は5-7 m程度の厚さを有し、主として大礫及び中礫から構成される。礫層には斜交層理及び傾斜層理が発達するほか、大礫を多く含む層準には明瞭な覆瓦構造が認められることがある。礫層中には厚さ数10 cmの極粗砂-中砂層が頻りに挟まれるが、側方への連続性は良くない。

(2) 堆積環境の変遷

三方が原累層の堆積過程は、低海水準期の開析谷の形成に始まり、海水準上昇期の開析谷内における山崎泥層の堆積、高海水準期の村櫛砂層の堆積(波食台の形成を伴う)、及びそれに続く古天竜川の扇状地成礫層(三方が原礫層)の堆積からなる。三方が原礫層の堆積は、武藤(1987)が指摘しているように、高海水準期に古天竜川の主河道(武藤(1987)のa型開析谷)が埋積され、その周囲に大規模な扇状地が形成されたためと考えられる。

4. 火山灰層

本章では、渥美層群及び浜松累層に挟在する火山灰層の挟在層準・分布・産状及び岩石学的特徴について記載する。なお、重鉍物組成分析及び火山ガラス・斜方輝石及び角閃石の屈折率測定は水野清秀氏に行って頂いた。また、火山ガラスの形状分類は、吉川(1976)の3分法(多孔質型、中間型及び扁平型)に従った。

4.1 渥美層群の火山灰層

渥美層群には、少なくとも以下に述べる5層の火山灰層が挟まれる。このうち、At-4を除く4層の火山灰層については、既に黒田(1966, 1967)により、その存在と挟在層準が報告されている(ただし、火山灰層の命名はなされていない)。また、At-3火山灰層とAt-5火山灰層の岩石学的特徴については、各々、町田ほか(1980)及び磯見・井上(1972)によって概略が報告されている。

1) At-1火山灰層

分布及び挟在層準：久美原-浜田付近の細谷砂層上部。

産状及び岩石学的特徴：厚さ3-10 cm, シルト質の細粒火山灰層。生物の巣穴痕と推定される径1-2 cm程度の穴(砂によって充填されている)が多数見られるところが多い。粘土化が著しく、構成粒子はほとんど残っていないが、多孔質型ガラスの細片及び角閃石が検出された。

2) At-2火山灰層

分布及び挟在層準：細谷から新居にかけての細谷砂層最上部-新居泥層下部。

産状及び岩石学的特徴：厚さ5-25 cm程度、シルト-細砂サイズの粒子を主とするガラス質火山灰層。多孔質型及び扁平型の火山ガラスを含み、重鉍物では角閃石が多く、斜方輝石及び単斜輝石を伴う。ガラスの屈折率は1.505-1.506, 斜方輝石の屈折率(γ)は1.711-1.716である(第1表)。本火山灰層は粘土化が著しいところではAt-1火山灰層に酷似した層相を呈し、両者の挟在層準もほぼ等しい。したがって、At-1火山灰層とAt-2火山灰層とは同一火山灰層の可能性はある。

3) At-3火山灰層

分布及び挟在層準：西七根から西浜田にかけての赤沢泥層下部。

産状及び岩石学的特徴：厚さ1-1.5 cm程度、中砂-粗砂サイズの含ガラス結晶質火山灰層の2枚組。上下の火山灰層の間隔は2-6 cm程度。角閃石を多く含み、黒雲母、斜方輝石及び多孔質型の火山ガラスを伴う。ガラスの屈折率は1.505-1.507である。

4) At-4火山灰層

分布及び挟在層準：寺沢付近(Loc. 54)の豊島砂礫層下部。

産状及び岩石学的特徴：砂層中に長径数mmの碎屑片として散在するシルト質火山灰。約20 cmの間隔において2層準に挟在する。粘土化が著しく、構成粒子と断定できる鉍物片はほとんど残っていない。なお、同様の産状を呈する2枚組の火山灰層が新居北西方(Loc. 72)の豊島砂礫層中に認められる。

5) At-5火山灰層

分布及び挟在層準：浜名湖西岸の新居-鷺津付近に分布する。新居付近では鷺津泥層上部、鷺津付近では同泥層下部に挟まれる(第6図)。

産状及び岩石学的特徴：厚さ1 mm-5 cm程度の粘土化した軽石質火山灰層。軽石粒(稀に、酸化鉄皮膜の仮像として認識できる)の直径は3-5 mm程度である。自形の褐色角閃石を多量に含み、斜方輝石を伴う。火山ガラスの保存は良くないが、多孔質型のガラスを含む。斜方輝石の屈折率(γ)は1.703-1.709, 角閃石の屈折率(n_g)は1.695-1.700である(第1表)。

4.2 浜松累層の火山灰層

浜松累層には、少なくとも以下に述べる8層の火山灰層が挟まれる。同累層中に挟在する火山灰層の分布については、磯見・井上(1972)によって詳細な報告がなされている。磯見・井上(1972)のH-1火山灰層は、本報告のHa-6火山灰層に相当すると推定される。また、H-2火山灰層は本報告のHa-1, Ha-2, Ha-5及びAt-5火山灰層を併せたものに相当する。Ha-2, Ha-5及び

第1表 渥美層群に挟在する火山灰層リスト
Table 1 List of volcanic ash layers intercalated in the Atsumi Group.

火山灰層名	挟在層準	厚さ(cm)	粒度	ガラス/結晶粒比	ガラスの形状	重鉍物	屈折率		
							ガラス	斜方輝石(γ)	角閃石(n_2)
At-5	豊橋累層 鷲津泥層	max.5	c (バミス) (粘土化)	?	T	brown Hb>Opx		1.703-1.709	1.695-1.700
At-4	田原累層 豊島砂層	砂層中に散在	c (粘土化)	?	?	Hb?			
At-3	田原累層 赤沢泥層	全体で5-8(1-1.5 cmの火山灰2枚組)	m-c	vC	T	Hb>Bi, Opx	1.505-1.507		
At-2	二川累層 新居泥層	5-25	f-m	cV-V	T \geq C	Hb>Opx>Cpx	1.505-1.506	1.711-1.716	
At-1	二川累層 細谷砂層	max.10	f (粘土化)	?	T?	Hb			

粒度; c: 中砂サイズ以上, m: 極細砂-細砂サイズ, f: シルトサイズ, ガラス/結晶粒比; V: ガラス質火山灰(火山ガラス片が75%以上), cV: 含結晶ガラス質火山灰(同75-50%), vC: 含ガラス結晶質火山灰(同50-25%), C: 結晶質火山灰(同25%以下), ガラスの形状; T: 多孔質型, C: 中間型, H: 偏平型, 重鉍物; Bi: 黒雲母, Hb: 角閃石, brown Hb: 褐色(酸化)角閃石, Opx: 斜方輝石, Cpx: 単斜輝石, 屈折率測定(RIMS 87 温度変化法)は水野清秀氏による。

Ha-6 火山灰層の岩石学的特徴については町田ほか(1980)の報告がある。

1) Ha-1 火山灰層

分布及び挟在層準: 都田川流域の岡ノ平^{あみらでん}から油田にかけての天満平泥層下部。

産状及び岩石学的特徴: 厚さ10-20 cm程度の軽石質火山灰層。軽石の大きさは径数mm-1 cm程度。油田南方のLoc. 90では、75 cm間隔の2層の同一層相及び組成の軽石層(厚さ20 cm及び15 cm)からなる。最大長2 mm程度の自形の褐色角閃石を多量に含み、斜方輝石を伴う。火山ガラスは多孔質型が多く、中間型を伴う。火山ガラスの屈折率は1.519-1.526, 斜方輝石の屈折率(γ)は1.701-1.707, 角閃石の屈折率(n_2)は1.694-1.701である(第2表)。

2) Ha-2 火山灰層

分布及び挟在層準: 都田川流域の岡ノ平から浜名湖畔の伊奈にかけての天満平泥層上部。岡ノ平(Loc. 92)では、Ha-1の約6 m上位に挟在する。

産状及び岩石学的特徴: 厚さ15-25 cmのシルト-細砂サイズのガラス質火山灰層。一般にやや赤味(小豆色)を帯び、直上に二次堆積物(火山灰混じりのシルト層)を伴うことが多い。火山ガラスは多孔質型と中間型を含み、少量含まれる重鉍物が多い順に、斜方輝石, 単斜輝石, 角閃石である。ガラスの屈折率は1.509-1.518, 斜方輝石の屈折率(γ)は1.705-1.712である。

3) Ha-3 火山灰層

分布及び挟在層準: 油田南方のLoc. 89に分布する細江礫層の中部泥層。

産状及び岩石学的特徴: 厚さ約10 cmの細砂-シルトサイズの火山灰層。ほぼ等量の火山ガラスと結晶粒を含む。火山ガラスは中間型(bubble wall型)のものが多く、偏平型を伴う。重鉍物は角閃石が多く、斜方輝石, 単斜輝石及び黒雲母を伴う。火山ガラスの屈折率は1.497-1.501である。斜方輝石の屈折率(γ)は1.703-1.728と幅が広く(第2表), 1.705-1.707, 1.714-1.717及び1.724-1.728付近に分布の山を持つ三峰型(trimodal)の分布を示す。

4) Ha-4 火山灰層

分布及び挟在層準: 村櫛から佐浜, 古人見を経て佐鳴湖周辺に至る地域の佐浜泥層中部。上述のHa-1-Ha-3火山灰層との上下関係は不明である。

産状及び岩石学的特徴: 最大層厚1 cm程度の中-粗砂サイズのガラス質火山灰層。中間型(bubble wall型)の火山ガラスを多量に含み、多孔質型ガラスを伴う。重鉍物としては斜方輝石を少量含む。ガラスの屈折率は1.497-1.505, 斜方輝石の屈折率(γ)は1.703-1.710である。

5) Ha-5 火山灰層

分布及び挟在層準: 村櫛から佐浜, 古人見を経て砂鳴湖周辺にかけての佐浜泥層中部。Ha-4火山灰層の0.6-1.3 m上位。

産状及び岩石学的特徴: 厚さ2-5 cm, 細砂-粗砂サイズの結晶質火山灰層。角閃石を多く含み、斜方輝石を伴う。少量含まれる火山ガラスは多孔質型が多く、中間型を伴う。ガラスの屈折率は1.505-1.508, 斜方輝石の屈折率(γ)は1.701-1.707である。また、町田ほか(1980)

第2表 浜松累層に挟在する火山灰層リスト
Table 2 List of volcanic ash layers intercalated in the Hamamatsu Formation.

火山灰層名	挟在層準	厚さ(cm)	粒度	ガラス/結晶粒比	ガラスの形状	重鉱物	屈折率		
							ガラス	斜方輝石 (r)	角閃石 (n ₂)
Ha-8	鴨江礫層	全体で3-5(0.5-1cmの火山灰2枚組)	f (粘土化している)	?	?	Hb			
Ha-7	佐浜泥層 (Ha-6の約1m上位)	0.5	f-m	vC	T	Hb》Bi	1.522-1.530		
Ha-6	佐浜泥層	3-10	c (蟻卵状)	vC	T》C	Hb》Opx	1.506-1.514		1.678-1.688*
Ha-5	佐浜泥層 (Ha-4の0.6-1.3m上位)	2-5	m-c	C-vC	T》C	Hb》Opx	1.505-1.508	1.701-1.707	1.672-1.676*
Ha-4	佐浜泥層	max.1	m-c	V	C>T	Opx	1.497-1.505	1.703-1.710	
Ha-3	細江礫層	10	m-f	cV-vC	C≥H	Hb>Opx, Cpx, Bi	1.497-1.501	1.703-1.728	
Ha-2	天満平泥層 (Ha-1の約6m上位)	15-25	f-m	V	T>C	Opx>Cpx>Hb	1.509-1.518	1.705-1.712	
Ha-1	同上	max.20	c (バミス) (大部分, 粘土化)	cV-vC	T》C	brown Hb>Opx	1.519-1.526	1.701-1.707	1.694-1.701

表中の略号説明は第1表参照。屈折率測定 (RIMS 87 温度変化法) は水野清秀氏による。*は町田ほか (1980) による値。

によると、角閃石の屈折率 (n₂) は 1.672-1.676 である。なお、浜松市庄和町の Loc. 82 に分布する本火山灰層については、0.39±0.04 Ma のフィッシュトラック年代が得られている (土 (1984) 及び西村 進, 土隆一両氏私信)。

6) Ha-6 火山灰層

分布及び挟在層準: 三方が原台地南西縁の山崎^{うぶら}-宇布見 (付図 A-2 参照) 付近の佐浜泥層。筆者の調査では、Ha-5 火山灰層との上下関係は確認できなかった。山崎北方 (Loc. 80) における Ha-6 火山灰層の挟在層準 (標高約 17 m) は、その約 1.5 km 北の古人見 (Loc. 83) 付近における Ha-5 火山灰層の挟在層準 (標高約 13 m) よりも 4 m 程高い。この点からは、Ha-6 火山灰層の方がより上位の層準に挟在する可能性が高い。しかし、磯見・井上 (1972) によると、古人見南部の露頭 (現存しない) では、H-2 火山灰層 (Ha-5) の約 5 m 下位に、H-1 火山灰層 (岩石学的特徴の記載から Ha-6 の可能性が高い) が挟まれる。したがって、磯見・井上 (1972) の記述に依拠した場合には、Ha-6 火山灰層は Ha-5 灰層よりも下位の層準に挟在することになる。

産状及び岩石学的特徴: 厚さ 3-10 cm 程度の極粗砂-細礫サイズの含ガラス結晶質火山灰層。蟻の卵状を呈し、火山灰層直上のシルト層中にも散在する。火山ガラスは多孔質型が多く、中間型を伴う。重鉱物では角閃石を多く含み、斜方輝石を伴う。ガラスの屈折率は 1.506-1.514 である。また、町田ほか (1980) によると、角閃

石の屈折率 (n₂) は 1.678-1.688 である。

7) Ha-7 火山灰層

分布及び挟在層準: 山崎北方の Loc. 80 に露出する佐浜泥層。Ha-6 火山灰層の約 1 m 上位。

産状及び岩石学的特徴: 厚さ約 0.5 cm のシルト質火山灰層。角閃石を含み、多孔質型ガラス及び黒雲母を伴う。ガラスの屈折率は 1.522-1.530 の高い値を示す。

8) Ha-8 火山灰層

分布及び挟在層準: 山崎北方の Loc. 81 に露出する鴨江礫層上部。

産状及び岩石学的特徴: 厚さ 0.5-1 cm の粘土化した火山灰層の 2 枚組。上下の火山灰層の間隔は 2-4 cm。水洗した試料中には新鮮な角閃石が認められるが、本火山灰層の構成粒子であるかどうか断定できない。

5. 海進-海退堆積サイクルと古植生変遷

5.1 渥美層群と浜松累層の対比

(1) 火山灰層による対比

豊橋累層下部の鷺津泥層に挟在する At-5 火山灰層と浜松累層天満平泥層下部に挟在する Ha-1 火山灰層とは、ともに軽石質火山灰層であり、褐色角閃石と斜方輝石を含む点で共通する。更に、褐色角閃石及び斜方輝石の屈折率レンジもほぼ一致する (第1及び2表)。これらの点から、両火山灰層は同一の火山灰層である可能性が高い。

このような At-5 火山灰層と Ha-1 火山灰層との対

比が正しいとすると、鷺津泥層は天満平泥層に対比される。

(2) 植物化石群集による対比

豊橋累層下部の寺沢・高松・鷺津の各泥層は、五葉松亜属 (*Haploxyylon*) の *Pinus Armandi* var. *amamiana* を産する(黒田, 1967)。本種は下位の二川及び田原累層からは産出せず、上位の杉山砂層では二葉松亜属 (*Diploxyylon*) の *Pinus Thunbergii* に置き換えられる(黒田, 1967)。また、寺沢及び高松泥層の花粉群集では *Fagus* が優先し、このほかに *Diploxyylon* 及び *Lepidobalanus* が比較的高率に含まれる(第7及び8図)。

一方、浜松累層天満平泥層の花粉群集では *Fagus* 及び *Diploxyylon* が高率に含まれ、下位の試料には *Haploxyylon* を伴う(第12図)。粉川(1964)は天満平泥層下部に対比されると推定される瀬戸付近の泥層から *Pinus Armandi* var. *amamiana* を報告しており、花粉群集中の *Haploxyylon* は本種である可能性が高い。

このような植物化石群集の類似から、鷺津泥層は天満平泥層に対比される可能性が高い。

(3) 対比のまとめ

上に述べた火山灰層及び植物化石群集による渥美層群と浜松累層の対比は互いに調和的である。これら二つの対比指標に基づくと、豊橋累層の鷺津泥層は浜松累層下部の天満平泥層に対比される。

5.2 渥美半島-浜名湖東岸地域の中期更新世海進-海退堆積サイクル

既述のように、浜松累層中には3つの上方細粒化(河成礫層→海成泥層)堆積サイクルが存在する。これらの堆積サイクルが海水準変動を反映したものであるとすると、前節で述べた渥美層群と浜松累層の対比から、一つの花進-海退堆積サイクルとしての豊橋累層は、都田礫層-天満平泥層の堆積サイクルに対比される。

以上の考察及び対比に基づくと、渥美半島-浜名湖東岸地域の中期更新統は、下位より、1) 二川累層、2) 田原累層、3) 豊橋累層及び都田礫層-天満平泥層、4) 細江礫層の下部礫層-中部泥層、5) 同上部礫層-佐浜泥層の5つの海進-海退堆積サイクルから構成されると考えられる。このうち、細江礫層の下部礫層-中部泥層の堆積サイクルは、海成泥層が相対的に薄いことから海進の規模が他のサイクルに比べて小さかった可能性がある。

5.3 渥美半島-浜名湖東岸地域の中-後期更新世古植生変遷

前節の結論に基づき、各堆積サイクルから産する植物化石のデータを総括すると、渥美半島-浜名湖東岸地域

では、中-後期更新世の海水準変動に伴って、第14図に示すような古植生及び古気候変遷があったと推定される。

このような古植生の変遷において注目すべき事実として、*Cyclobalanopsis* 及び *Pinus* の変遷が挙げられる。

(1) *Cyclobalanopsis* の変遷

Cyclobalanopsis は、田原累層の温暖期植物化石(大型遺体及び花粉化石)群集に *Castanopsis* を伴って高率に出現する。一方、下位の二川累層及び上位の豊橋累層、浜松累層及び福江-三方が原累層の温暖期植物群集では産出頻度が低い(第7, 8, 10, 12図)。このような *Cyclobalanopsis* の変遷は、西南日本太平洋岸などの暖温帯照葉樹と温帯落葉広葉樹が混生する地域における植物化石群集による堆積サイクルの対比に際して重要な指標になると考えられる。

(2) *Pinus* の変遷

Pinus は、二川累層及び田原累層の化石群集では出現率が低いが、豊橋累層以上の各堆積サイクルの群集中では一般に出現率が高く、特に花粉群集中では *Fagus* と並んで最優占属となっている試料も少なくない(第8, 10及び12図)。黒田(1966, 1967)及び粉川(1964)の資料によると、*Pinus Armandi* var. *amamiana* は、既述のように豊橋累層下部及び天満平泥層に特徴的に認められる。*Pinus Thunbergii* は豊橋累層上部に初めて出現し、佐浜泥層及び福江-三方が原累層にも高い確率で出現する。温暖期群集における *Pinus* の増加は、上述した *Cyclobalanopsis* の減少と時期的に重なっており、この点も堆積サイクルの対比において重要な指標になると考えられる。

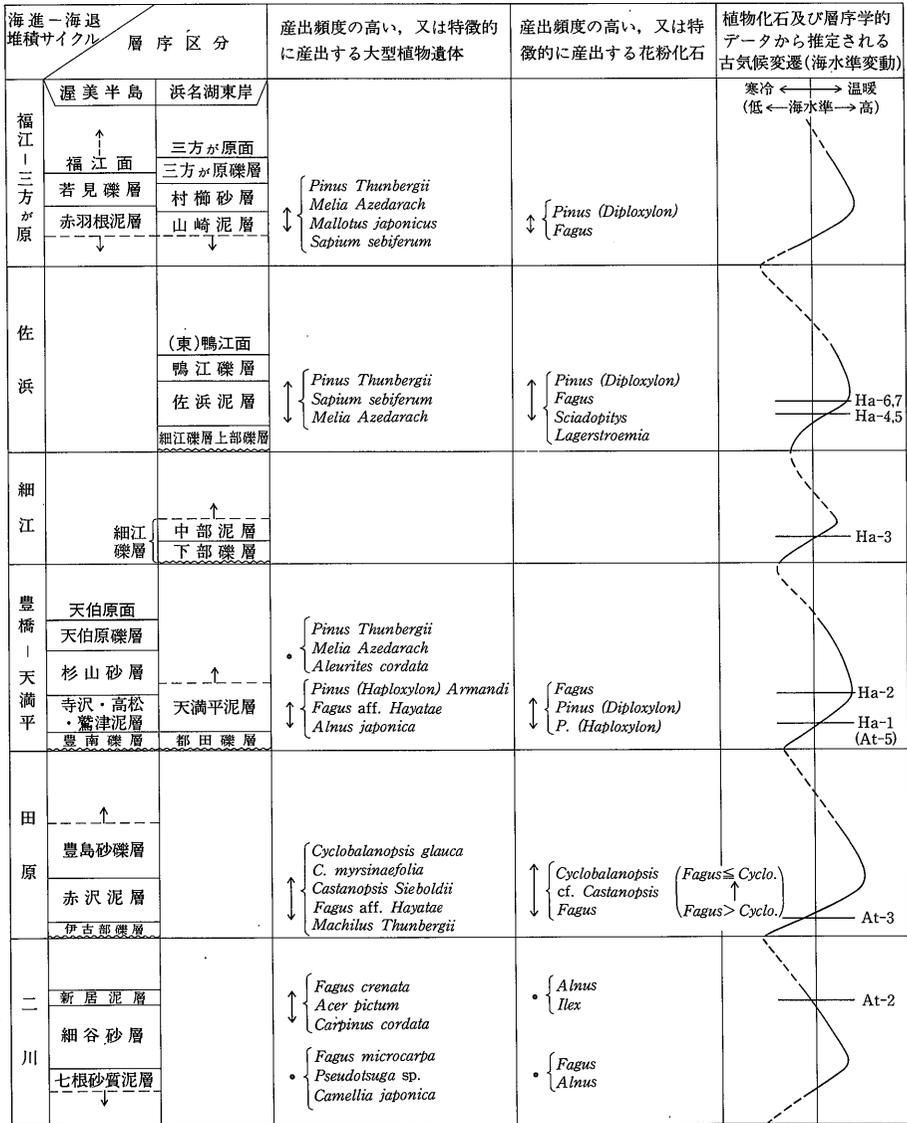
6. 中期更新世海進-海退堆積サイクルの広域対比

本章ではまず、火山灰層及び花粉群集の変遷を対比指標として、渥美半島-浜名湖東岸地域と静岡岡度丘陵及び濃尾平野地下の中部更新統の対比を行う。次に、これら東海地方の中部更新統と関東地方(大磯丘陵など)及び近畿地方(大阪湾底など)の同時代層との対比を行い、最後にこれらの対比をもとに、東海地方の各海進-海退堆積サイクルと氷河性海水準変動との対応について考察する。

6.1 有度丘陵の中部更新統

(1) 層序及び層相の概要

有度丘陵に分布する中-上部更新統は下位より、根古屋層、久能山礫層、草薙泥層、小鹿礫層及び国吉田礫層に区分される(土, 1960c; 近藤, 1985)。近藤(1985)によると、各層の概括的な層序・層相は以下のものであ



第 14 図 渥美半島-浜名湖東岸地域における中-後期更新世の古植生及び古気候変遷

Fig. 14 Floral and climatic changes in the Middle and Late Pleistocene at the Atsumi-Lake Hamana area. 大型植物遺体は黒田 (1966, 1967) 及び粉川 (1964) のデータによる。花粉化石は本研究及び吉野 (1986) のデータによる。

る。

根古屋層は全体で 200 m 以上の厚さがあり、最大層厚 35-65 m の 3 層のくさび状礫層 (下位より、安居、古宿、中平松の各礫部層) を挟む海成泥層からなる。久能山礫層は根古屋層を不整合に覆い、厚さ約 100 m の大規模傾斜層理礫層とこれを覆う厚さ 30-40 m 程度の水平層理礫層からなる。草薙泥層は最大層厚 60 m の海成泥

質層からなり、久能山礫層を整合に覆う。小鹿礫層は草薙泥層の上に整合に重なり、主として不明瞭な水平層理を示す礫層からなる。丘陵東部では下部に傾斜層理の発達する礫層を伴う。層厚は 10-50 m。国吉田礫層は層厚 15 m +、砂・粘土の薄層をしばしば挟む礫層で、小鹿礫層の上に浸食面を介して重なる。

根古屋層中の 3 層のくさび状礫層、久能山礫層及び小

鹿礫層は、古安倍川の礫質デルタの堆積物と考えられる(近藤, 1985). また、小鹿礫層上部には Pm-I 火山灰層が挟まれる(北里・新井, 1986) ことから、草薙泥層は最終間氷期の堆積物と考えられる。

(2) 渥美半島-浜名湖東岸地域との対比

根古屋層には4層の火山灰層(下位より Ng-1, Ng-2 (2枚組), Ng-4 の各火山灰層)が挟まれ、久能山礫層には2層の火山灰層(Ko 及び No 火山灰層)が挟まれる(近藤, 1985). 第3表にこれらの火山灰層の特徴を示す。

これらの火山灰層のうち、Ng-2 火山灰層は層位間隔約 70 cm の2層の火山灰層からなり、肉眼的特徴(蟻卵状)及び火山ガラスの屈折率・化学組成、重鉱物組成などの岩石学的特徴が佐浜泥層に挟在する Ha-6 及び Ha-7 火山灰層のペア(層位間隔約 1m)と一致する。

Ng-2 火山灰層から Ng-4 火山灰層にかけての層準の堆積時には、貝化石群集の垂直方向の変遷から 100-150 m の相対的海水準上昇が生じたと推定されている(近藤, 1985; Kondo, 1986). また、花粉分析結果(第15図)によると、根古屋層の花粉群集は *Cryptomeria* 及び *Picea* を主とする針葉樹に *Alnus* や *Fagus* などの落葉広葉樹が混生する群集からなり、Ng-2-Ng-4 付近(NK 20-23)と Ng-1 火山灰層の下位 50-60 m (NK 05-08)の層準に気候の温暖化(海水準の上昇)を示唆する *Picea* の減少とこれと相補的な *Cryptomeria* の増加が認められる。また、根古屋層最下部(NK 02-03), Ng-1 火山灰層の下位(NK 08-14 low)及び根古屋層最上部(Ng-4 火山灰層挟在層準)は *Cryptomeria*

を多産し、温暖期(高海水準期)に当たると推定される。

このような火山灰層対比と古生物群集の変遷による海水準変動に基づく、Ng-2 火山灰層付近より上位の根古屋層上部は、概ね浜松累層上部の佐浜泥層に対比される。また、Ng-1 火山灰層の下位の温暖期層準(NK 08-14 low 付近)は、浜松累層下部の天満平泥層に対比される可能性が高いと考えられる。

6.2 濃尾平野地下の中部更新統

(1) 層序及び層相の概要

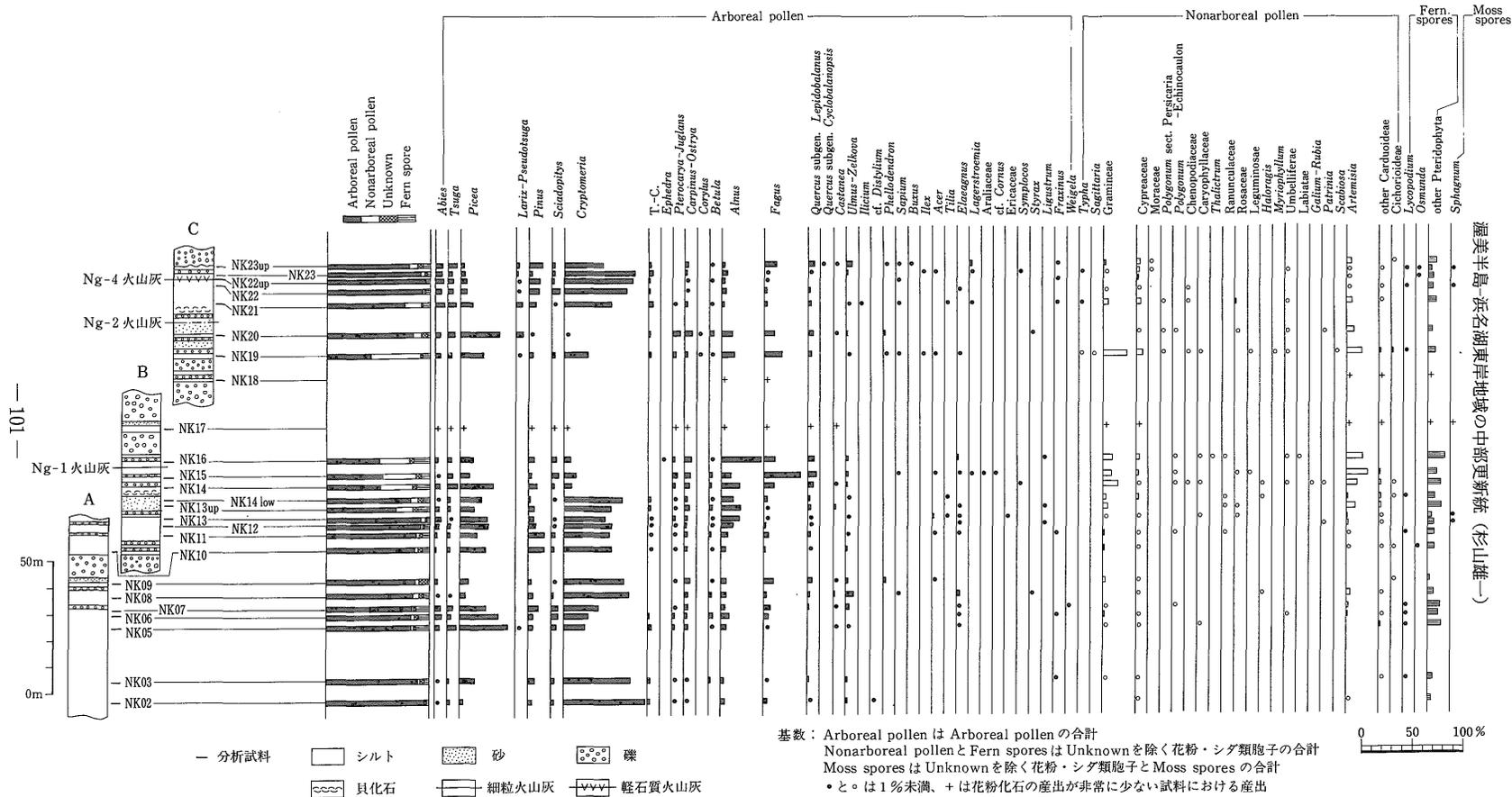
濃尾平野地下の中-上部更新統は、下位より、弥富累層、海部累層及び熱田層に区分される(桑原, 1975, 1980; 古川, 1972; 濃尾平野第四系研究グループ, 1977; 東海三県地盤沈下調査会, 1985 など)。海部累層、熱田層及び沖積層の基底部には著しい低海水準期の堆積物と考えられる顕著な礫層が存在し、各々、第一、第二、第三礫層と呼ばれる(井関, 1956; 桑原, 1975; 濃尾平野第四系研究グループ, 1977)。

弥富累層は最大で 160 m+ の層厚を有し、海進期の堆積物と考えられる厚さ数 10 m-50 m 程度の砂-シルト層が少なくとも3層存在する(東海三県地盤沈下調査会, 1985 など)。海部累層は最大で 150 m 程度の層厚を有し、海進期の堆積物と考えられる砂-シルト層と低海水準期の堆積物と考えられる礫層の互層からなる(濃尾平野第四系研究グループ, 1977; 東海三県地盤沈下調査会, 1985)。砂-シルト層は、下位より Am 1, Am 2 及び Am 3 の3層が識別され、層厚はいずれも最大 30 m 程度である(同上)。熱田層は 60-100 m 程度の厚さを

第3表 有度丘陵の中-上部更新統に挟在する火山灰層リスト
Table 3 List of volcanic ash layers intercalated in the Middle and Late Pleistocene deposits of the Udo Hills.

火山灰層名	挟在層準	厚さ(cm)	粒度	ガラス/結晶粒比	ガラスの形状	重鉱物	屈折率	
							ガラス	斜方輝石(r)
Ko	久能山礫層 村松礫・シルト部層	250+	c	cV	T	Opx > Cpx	1.504-1.507	1.707-1.716
No	同上	6	f (最上部に パミスを伴う)	cV	T > C	Hb > Bi	1.510-1.512	
Ng-4	根古屋層 上部 (Ng-2の5-15m上位)	泥層中 に散在	c (パミス)	cV	T	Hb	1.509-1.515	
Ng-2 (上位)	根古屋層 上部	4	m	vC	T	Hb	1.522-1.530	
Ng-2 (下位) (70cmの層位間隔)	同上	4-10	c (蟻卵状)	vC	T > C	Hb > Opx	1.508-1.513	
Ng-1	根古屋層 中部	10-35	f-m	cV-V	T ≥ C	Bi > Hb, Opx	1.498-1.499	1.717-1.727

火山灰層名は近藤(1985)による。表中の略号説明は第1表参照。屈折率測定(RIMS 87 温度変化法)は水野清秀氏による。



第 15 図 根古屋層の花粉分析結果

Fig. 15 Pollen diagram of the Negoya Formation.

分析：パリーノ・サーヴェイ(株)。柱状図は北里ほか(1981)による。試料採取位置及び層準は北里ほか(1981)の Fig. 2 参照。

有し、下位より、主として砂からなる最下部層、主として海成シルト-粘土からなる下部層、砂層を主体とする上部層に区分される(桑原ほか, 1982など)。熱田層上部層の基底付近には Pm-I 火山灰層が挟まれており(Kobayashi *et al.*, 1968), 熱田層下部の海成シルト-粘土層は最終間氷期の堆積物と考えられる(桑原ほか, 1982)。

(2) 渥美半島-浜名湖東岸地域との対比

弥富累層及び海部累層に挟在する火山灰層の岩石学的記載は、古澤(1990)による十四山300 m ボーリング中の2層の火山灰層を除いてなされていない。したがって、ここでは花粉群集の変遷に基づいて対比を行う。

弥富累層上部の花粉群集では *Fagus*, *Ulmus-Zelkova*, *Alnus*, *Pinus* 及び *Lepidobalanus* が卓越し、これらよりも産出頻度の低い *Cyclobalanopsis* を伴う(森・吉野, 1979; 吉野, 1986の第12図)。

また、吉野ほか(1980)の花粉分析結果によると、海部累層及び熱田層の花粉群集は次のような特徴を有する。

Am 1層の花粉群集は *Cyclobalanopsis* の優占(最高30%以上)で特徴づけられ、*Fagus*, *Alnus*, *Pinus* などを伴う。Am 2層及び Am 3層の花粉群集では *Cyclobalanopsis* の産出頻度が減少し、特に Am 3層ではほとんど産出しない。両層では *Cyclobalanopsis* に替わって *Fagus* が卓越し、*Alnus*, *Ulmus-Zelkova*, *Pinus* などを伴う。また、熱田層下部層の上部(高海水準期)の花粉群集では、やや *Cyclobalanopsis* が増加し(最高10%以上)、*Pinus*, *Alnus*, *Fagus*, *Lepidobalanus*, *Sciadopitys* などが Am 2及び Am 3層と同程度ないしより高い出現率を示す。

以上の花粉群集の変遷は、渥美半島-浜名湖東岸地域のそれとよく類似している。特に、*Cyclobalanopsis* の変遷は特徴的であり、これを多産する Am 1層は田原累層に対比されると考えられる。また、Am 2層と Am 3層は、各々、豊橋-天満平及び佐浜の各堆積サイクルに対比されると推定される。

なお、古澤(1990)によると、愛知県が昭和51年度に掘削した十四山ボーリングの Am 3層下部には、極細砂-シルトサイズのガラス質火山灰層(AJ 147)が挟在する。古澤(1990)のデータに基づく、AJ 147火山灰は火山ガラスの形態と屈折率及び重鉱物組成の点で、細江礫層中部泥層に挟在する Ha-3火山灰に類似する。今後、斜方輝石の屈折率や火山ガラスの化学組成(AJ 147ではいずれも未測定)の比較などによる両火山灰の詳細な対比の検討が待たれる。

6.3 関東及び近畿地方の中部更新統との対比

(1) 火山灰層の広域対比

既述の東海地方の中期更新世火山灰層のうち、現時点では浜松累層細江礫層に挟在する Ha-3火山灰層、根古屋層中部に挟在する Ng-1火山灰層及び佐浜泥層と根古屋層上部に挟まれる Ng-2火山灰層(=Ha-6及び Ha-7火山灰層)の3枚の火山灰層が広域対比に有効である。

1) Ha-3火山灰層

本火山灰層は中間型(bubble wall型)の火山ガラスを主体とし、火山ガラス及び斜方輝石の屈折率などの岩石学的特徴が大磯丘陵の早田層に挟在するページュタフ(森ほか, 1982)の特徴と一致する(水野清秀氏私信)。

また、既述のように本火山灰層は、火山ガラスの形態と屈折率及び重鉱物組成の点で、濃尾平野地下の Am 3層に挟在する AJ 147火山灰層(古澤, 1990)に類似する。

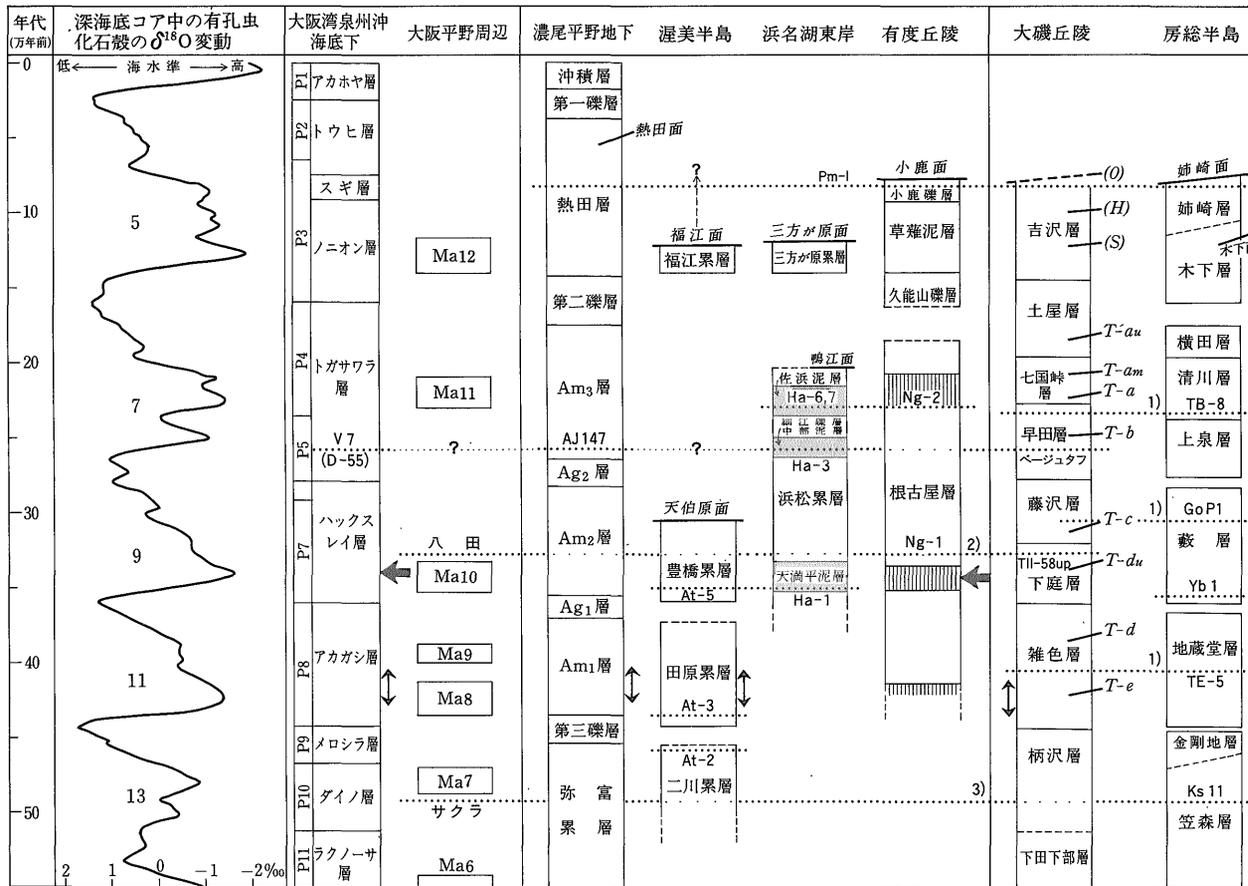
更に、本火山灰層は、火山ガラスの形態及び化学組成の点で、大阪湾泉州沖に分布する空港島累層(中世古ほか, 1984)のトガサワラ層下部に挟在する V-7火山ガラス多産層準(竹村・西田, 1984; 特に57-30コアの D-55火山灰層)に類似する。

2) Ng-1火山灰層

本火山灰層は火山ガラスの化学組成及び重鉱物組成などの岩石学的特徴から、大磯丘陵の下庭層に挟在する T 11-58 up 火山灰層(関東第四紀研究会, 1987)及び大阪層群 Ma 10層準の八田火山灰層または和田火山灰層(吉川, 1973)に対比される(吉川ほか, 1989, 1991; 水野・吉川, 1990)。

なお、Ng-1及び T 11-58 up 火山灰層の挟在層準は、共に高海水準期(温暖期)後の海水準低下期(寒冷化期)である(第15図及び関東第四紀研究会, 1987)。したがって、両火山灰層は Ma 10層直下(海水準上昇期)の和田火山灰層よりも Ma 10層直上(海水準低下期)の八田火山灰層に対比される可能性がより高いと考えられる。

また、佐藤(1990)は、火山ガラス、斜方輝石及び角閃石の屈折率などに基づいて、Ng-1火山灰層を房総半島の藪層に挟在する Yb 1火山灰層(徳橋・遠藤, 1984)に対比している。しかし、Yb 1火山灰層は藪層下部の開析谷充填堆積物(海水準上昇期の堆積物)中に挟まれており、海進-海退サイクルにおける挟在層準が Ng-1火山灰層とは異なる。したがって、Yb 1火山灰層と Ng-1火山灰層との対比については今後再検討する必要がある。



第 16 図 東海、近畿及び関東地方の中-上部更新統の広域対比

Fig. 16 Correlation chart of the Middle and Late Pleistocene deposits in the Tokai, Kinki and Kanto districts.

各地域の層序区分及び地層名は次の文献による。大阪湾泉州沖海底下：古谷（1984）及び中世古ほか（1984），大阪平野周辺：市原ほか（1988），濃尾平野地下：東海三県地盤沈下調査会（1985），有度丘陵：近藤（1985），大磯丘陵：関東第四紀研究会（1987），房総半島：徳橋・遠藤（1984）。大磯丘陵の T-a—T-e は町田ほか（1974）による多摩段丘面群，(S)，(H) 及び (O) は各々，下末吉，引橋及び小原台段丘相当面を示す。

火山灰層の広域対比 (1)–(3) は，1)：杉原ほか（1978），2)：吉川ほか（1991），3)：町田ほか（1980）による。また，Pm-I 火山灰層の挟在層準は Kobayashi et al. (1968)，北里・新井（1986），町田ほか（1974）及び徳橋・遠藤（1984）による。

$\delta^{18}\text{O}$ 変動は Prell et al. (1986) による。変動曲線に付した 5, 7, 9, 11 及び 13 は酸素同位体層序のステージ番号。

浜松累層の網かけ部は海成泥層の層準を示し，根古屋層の縦線部は花粉分析結果に基づく温暖期（高海水準期）を示す。また，アカガシ層，Am 1 層，田原累層及び雑色層に付した上下の矢印は *Cyclobalanopsis* の多産層準を示す。ただし，雑色層は横浜市西部のデータ（西村，1980）による。ハックスレイ層及び根古屋層に付した左向き矢印は，各々，岡村・山内（1984）及び岡田（1987）による石灰質ナノ化石 *Emiliania huxleyi* の初出層準を示す。

3) Ng-2 火山灰層

本火山灰層は肉眼の特徴(蟻卵状)及び重鉍物組成(角閃石に富む)の点で、大磯丘陵の早田層-七国峠層に挟在する早田及び七国峠バイオタイト火山灰群(上杉, 1976)に類似し、同火山灰群中のいずれかの火山灰層に対比される可能性がある。

(2) 花粉群集の変遷による堆積サイクルの対比

大阪湾泉州沖に分布する空港島累層(中世古ほか, 1984)の花粉群集の変遷(古谷, 1984)は、*Cyclobalanopsis* 及び *Pinus* の変遷の点で、渥美半島-浜名湖東岸地域及び濃尾平野地下の中-上部更新統の花粉群集の変遷と酷似する。すなわち、*Cyclobalanopsis* の変遷に注目すると、本亜属は空港島累層最下部のラクノサ層-メロシラ層(P11-P9花粉帯)では産出頻度が低く、その上位のアカガン層(P8帯)で急激に増加し最大50%に達する。その上位のハックスレイ及びトガサワラ層(P7-P4帯)では同亜属の産出頻度は著しく低下し、中位段丘構成層(Ma12)に対比されるノニオン層(P3帯)に至って再び増加している。また、*Pinus* の産出頻度は、*Cyclobalanopsis* が急減するハックスレイ層で急激に増大し、同層-ノニオン層の各層で最大50%に達する。

以上のような花粉化石群集の変遷に基づくと、空港島累層のアカガン層は渥美半島の田原累層及び濃尾平野地下のAm1層に対比されると考えられる。また、その上位のハックスレイ、トガサワラ、ノニオンの各層は、各々渥美半島-浜名湖東岸地域の豊橋-天満平、佐浜及び福江-三方が原の各堆積サイクルに対比されると考えられる。

また、横浜市西部に分布する中期更新世堆積サイクルでは、火山灰層対比(町田ほか, 1974など)により大磯丘陵の雑色層に対比される堆積サイクル(上倉田層)において、*Cyclobalanopsis* 特徴的に多産する(西村, 1980)。このことから、雑色層は田原累層、Am1層及び上述のアカガン層に対比される可能性が高いと考えられる。

(3) 広域対比のまとめ及び水河性海水準変動との対応

以上に述べた火山灰層の広域対比と花粉化石群集の変遷による堆積サイクルの対比、並びに房総半島と大磯丘陵及び大阪平野周辺の中-後期更新世火山灰層の広域対比(杉原ほか, 1978; 町田ほか, 1980)に基づくと、東海地方と関東及び近畿地方の中-後期更新世海進-海退堆積サイクルの対比は第16図のようにまとめられる。同図には、これらの各海進-海退堆積サイクルと深海底コアの酸素同位体組成変動($\delta^{18}\text{O}$ 変動)との対応を併せて示

した。 $\delta^{18}\text{O}$ 変動との対応付けは、層序及び編年学的研究が最も進んでいる房総半島の各堆積サイクルと $\delta^{18}\text{O}$ 変動との対応(増田・中里, 1988; 遠藤, 1990など)を基準とした。

この対比の主な結論として以下の点が指摘できる。

1) 佐浜泥層は、有度丘陵の根古屋層上部(Ng-2—Ng-4火山灰層準)と共に、房総半島の清川層、大磯丘陵の早田層上部-七国峠層に対比される。

2) 細江礫層の中部泥層は、大磯丘陵の早田層及び房総半島の上泉層に対比される。また、この層準は大阪湾底のトガサワラ層下部及び濃尾平野地下のAm3層下部に対比される可能性が高い。

3) 有度丘陵の根古屋層中部(Ng-1火山灰層直下の温暖期層準)は、房総半島の藪層、大磯丘陵の下庭層、大阪層群のMa10海成粘土層に対比される。また、豊橋累層及び天満平泥層は、この堆積サイクルに対比される可能性が高い。

4) 田原累層は濃尾平野地下のAm1層と共に、房総半島の地蔵堂層、大磯丘陵の雑色層、大阪層群のMa8海成粘土層及び大阪湾底のアカガン層に対比される可能性が高い。

5) 渥美半島-浜名湖東岸地域で認められた5つの中期更新世海進は、新しい方から各々、酸素同位体層序のステージ7上部、同下部、9、11、13に対応すると推定される。

7. ま と め

以上、本稿では渥美層群及び浜松累層の層序・層相、火山灰層及び植物化石に関するデータを提示し、これらのデータをもとに両層の形成過程を考察すると共に、東海地方他地域及び関東・近畿両地方の中-後期更新統との広域対比を行った。本稿で提示したデータ並びに考察の要点は以下の通りである。

1. 渥美層群を構成する二川、田原、豊橋の3累層は、低海水準期の開析谷の形成に始まり、海進期の開析谷の埋積とそれに続く外洋性海域の拡大を経て、高海水準-海退期における浅海成堆積物の堆積で終わる一連の海進-海退堆積サイクルとして捉えられる。

2. 都田川流域の浜松累層は、その最上部を構成する鴨江礫層を除き、河成礫層とこれを整合に覆う海成泥層からなる3つの上方細粒化堆積サイクルに区分される。これらの堆積サイクルは、古浜名湖湾奥において低海水準期の河成礫層の堆積と海水準上昇-高海水準期の海成泥層の堆積が繰り返すことにより形成されたと考えられる。

3. 渥美層群及び浜松累層の各層準の花粉群集解析を行い、既存の大型植物化石データ(粉川, 1964; 黒田, 1966, 1967)と併せ考えることにより、両層の古植生変遷を明らかにした。その結果、*Cyclobalanopsis* と *Pinus* の変遷に顕著な特徴があることが判明した。

4. 渥美層群中に5層、浜松累層中に8層の火山灰層を確認し、各々の岩石学的特徴を記載した。このうち、豊橋累層鷺津泥層に挟在する At-5 火山灰層は、浜松累層天満平泥層に挟在する Ha-1 火山灰層に対比される。

5. この火山灰層対比と植物化石群集の共通性から、豊橋累層は浜松累層中の最下位の上方細粒化堆積サイクル(都田礫層-天満平泥層)に対比される。また、この対比により、渥美半島-浜名湖東岸地域の中部更新統は5つの海進-海退堆積サイクルから構成されると考えられる。

6. 浜松累層中部の細谷礫層に挟在する Ha-3 火山灰層は、大磯丘陵のベージュタフに対比される(水野清秀氏私信)。また、同累層上部の佐浜泥層に挟在する Ha-6 及び Ha-7 火山灰層のペアは有度丘陵の Ng-2 火山灰層に対比され、大磯丘陵の早田及び七国峠バイオタイト火山灰群に類似する。

7. これらの火山灰層対比と有度丘陵の Ng-1 火山灰層の広域対比(吉川ほか, 1991; 水野・吉川, 1990)、並びに *Cyclobalanopsis* と *Pinus* の変遷を対比指標として、東海、関東及び近畿地方の中部更新統の広域対比を行った。その結果、渥美半島-浜名湖東岸地域で認められた5つの海進は、新しい方から各々、酸素同位体層序のステージ7上部、同下部、9, 11, 13に対応すると推定される。

謝 辞: 本稿は名古屋出張所(昭和63年10月閉所)の経常研究「東海地方東部の第四系及び第四紀地殻変動に関する研究」(昭和61-63年度)の研究成果をまとめたものである。本研究を行うに当たり、環境地質部地震地質課の水野清秀氏には本稿で報告した全火山灰層の岩石学的分析を行って頂くと共に、火山灰層の広域対比に関して御教示頂いた。また、同部地震化学課の吉川清志氏には火山灰層の ICP 発光分析法による化学分析を行って頂いた。更に、地質部の石田正夫氏(元名古屋出張所長)には、本研究に際して多大な援助と激励を頂いた。ここに記して、水野、吉川、石田の各氏に心から御礼申し上げる。

文 献

千地万造(1964) 浜名湖畔、佐浜層の化石有孔虫

群. 浜松市地質調査報告書, 浜松市役所, p. 179-200.

Emiliani, C. (1955) Pleistocene temperatures. *Jour. Geol.*, vol. 63, p. 539-578.

遠藤秀典(1990) 首都圏の第四系-関東平野中央部の地質層序と構造. 地質ニュース, no. 432, p. 45-49.

古川博恭(1972) 濃尾平野の沖積層. 地質学論集, no. 7, p. 39-59.

古澤 明(1990) 濃尾平野西南部地下における東海層群および海部累層・弥富累層の火山灰層とその対比. 地質雑, vol. 96, p. 883-901.

古谷正和(1984) 花粉化石調査(泉州沖関西国際空港海底地盤の花粉層序). 中瀬古幸次郎編「関西国際空港地盤地質調査」, 災害科学研究所, p. 91-116.

長谷憲治・松岡数充(1979) 渥美累層(渥美層群上部)堆積期の古伊勢湾の形成について. 第四紀学会講演要旨集, no. 9, p. 40-42.

Hayasaka, S. (1961) The geology and paleontology of the Atsumi Peninsula, Aichi Prefecture, Japan. *Sci. Rep., Tohoku Univ., 2nd ser. (Geol.)*, vol. 33, p. 1-103.

———(1962) Summary of the geology and paleontology of the Atsumi Peninsula, Aichi Prefecture, Japan. *Sci. Rep., Tohoku Univ., 2nd ser. (Geol.)*, *Spec. Vol.*, no. 5, p. 195-217.

廣木義久・木宮一邦(1990) 堆積相解析からみた更新統渥美層群の堆積過程-海水準変動に伴う海岸平野システムとバリアーアイランドシステムの発達-。地質雑, vol. 96, p. 805-820.

市原 実・吉川周作・亀井節夫・那須孝悌(1988) 近畿地方の第四紀層の層序区分. 地質学論集, no. 30, p. 111-125.

井関弘太郎(1956) 日本周辺の陸棚と沖積統基底面の関係について. 名大文学部研究論集, vol. 14, p. 85-102.

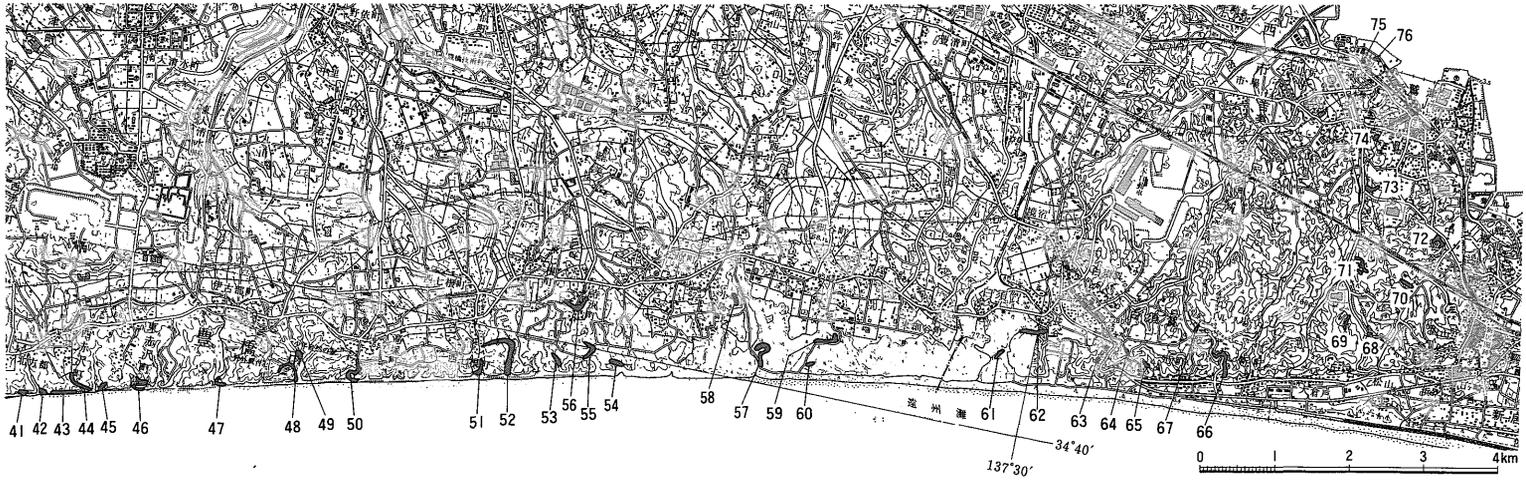
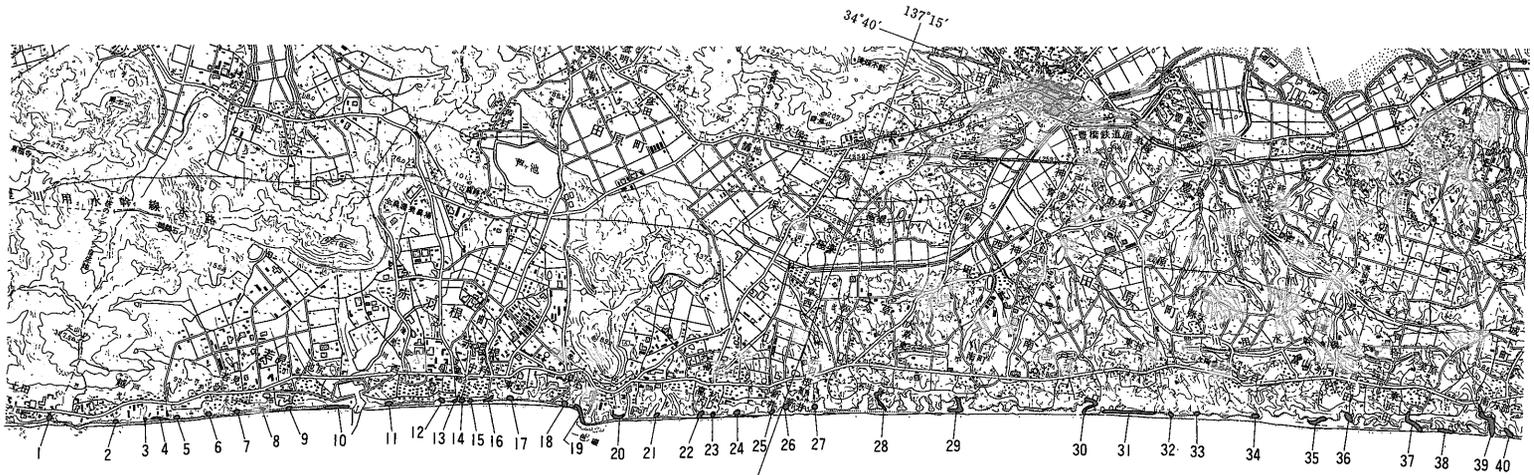
石川佳代・太田陽子(1967) 渥美曲隆運動に関する若干の資料. 第四紀研究, vol. 6, p. 89-92.

磯見 博・井上正昭(1972) 浜松地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地

- 質調査所, 35 p.
- 関東第四紀研究会(1987) 大磯丘陵の層序と構造. 関東の四紀, no. 13, p. 3-46.
- 吉川清志・水野清秀・杉山雄一(1989) 中部日本における中部更新統のテフラ層の広域対比. 第四紀学会講演要旨集, no. 19, p. 90-91.
- ・—————(1991) 関東-九州における前-中期更新世テフラの広域対比. 月刊地球, vol. 13, p. 218-224.
- 北里 洋・新妻信明・小山真人・近藤康生・神谷隆宏(1981) 駿河湾周辺後期更新世根古屋層, 草薙層, 国吉田層, 古谷層の地磁気層序. 静岡大学地球科学研究報告, vol. 6, p. 45-59.
- ・新井房夫(1986) 有度丘陵, 小鹿層に挟在する On-Pm1 テフラ. 静岡大学地球科学研究報告, vol. 12, p. 245-249.
- 小林国夫(1964) 浜松市の地質. 浜松市地質調査報告書, 浜松市役所, p. 3-165.
- Kobayashi, K., Minagawa, K., Machida, M., Shimizu, H. and Kitazawa, K. (1968) The Ontake pumice-fall deposits "Pm-1" as a Late Pleistocene time-marker in central Japan. *Jour. Fac. Sci., Shinshu Univ.*, vol. 3, p. 171-198.
- 粉川昭平(1964) 浜松市付近の植物遺体. 浜松市地質調査報告書, 浜松市役所, p. 203-247.
- 近藤康生(1985) 静岡県有度丘陵の上部更新統の層序. 地質雑, vol. 91, p. 121-140.
- Kondo, Y. (1986) Shallow marine gravelly deltas and associated faunas from the upper Pleistocene Negoya Formation, Shizuoka, Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. II*, vol. 21, p. 169-190.
- 黒田啓介(1958) 渥美半島の洪積統層序並びに地質構造. 地学しずはた, no. 16, p. 38-45.
- (1966) 渥美層群中下部から産出する植物遺体. 第四紀研究, vol. 5, p. 49-58.
- (1967) 渥美層群上部から産出する植物遺体. 第四紀研究, vol. 6, p. 57-62.
- (1975) 小笠層群の植物遺体. 地質雑, vol. 81, p. 721-735.
- 藤原 徹(1975) 濃尾傾動盆地の発生と地下の第四系. 地盤沈下の実態とその対策に関する調査研究報告書(第1報), 愛知県環境部, p. 111-182.
- (1980) 伊勢湾周辺の中中部更新統—その分布と断層地塊運動—. 第四紀研究, vol. 19, p. 149-162.
- ・松井和夫・吉野道彦・牧野内猛(1982) 熱田層の層序と海水準変動. 第四紀総研連絡誌「第四紀」, no. 22, p. 111-124.
- 町田 洋・新井房夫・村田明美・袴田和夫(1974) 南関東における第四紀中期のテフラの対比とそれに基づく編年. 地学雑, vol. 83, p. 302-338.
- ・—————・杉原重夫(1980) 南関東と近畿の中部更新統の対比と編年—テフラによる一つの試み—. 第四紀研究, vol. 19, p. 233-261.
- 増田富士雄・中里裕臣(1988) 堆積相からみた鹿島-房総隆起帯の運動像. 月刊地球, vol. 10, p. 616-623.
- 水野清秀・吉川清志(1990) テフラの対比・同定に関する2, 3の問題点—前・中期更新世の火山灰を例にして—. 第四紀学会講演要旨集, no. 20, p. 48-49.
- 森 慎一・米澤 宏・関東第四紀研究会(1982) 国府-松田断層地域の第四系(その1)—大磯丘陵西部団研1981年度の成果と課題—. 関東の四紀, no. 9, p. 1-9.
- 森 忍・吉野道彦(1979) 木曾川河口における600 m ボーリング(Ⅲ) 微化石層序. 地質学会第86年大会講演要旨, p. 76.
- 武藤鉄司(1987) 天竜川下流地方, 三方が原・磐田原台地の地質—現在の開析扇状地からの解釈—. 地質雑, vol. 93, p. 259-273.
- 中世古幸次郎・竹村恵二・西脇二一・中川要之助・古谷正和・山内守明(1984) 大阪湾泉州沖海底地盤の層序. 中世古幸次郎編「関西国際空港地盤地質調査」, 災害科学研究所, p. 191-198.
- 西村祥子(1980) 横浜市における中・上部更新統の花粉群変遷. 地質雑, vol. 86, p. 275-291.
- 濃尾平野第四系研究グループ(1977) 濃尾平野第四系の層序と微化石分析. 地質学論集, no. 14, p. 161-183.
- 大炊御門経輝(1933) 渥美半島の洪積層. 地球,

- vol. 20, p. 163-173.
- 岡田尚武(1987) 南部フォッサマグナの海成層に関する石灰質ナンノ化石の生層序と古環境。化石, no. 43, p. 5-8.
- 岡村 眞・山内守明(1984) ナンノ化石詳細調査。中世古幸次郎編「関西国際空港地盤地質調査」, 災害科学研究所, p. 19-28.
- Prell, W., Imbrie, J., Martinson, D., Morley, J., Pisias, N., Shackleton, N. and Streeter, H. (1986) Graphic correlation of oxygen isotope stratigraphy application to the late Quaternary. *Paleoceanography*, vol. 1, p. 137-162.
- 佐藤弘幸(1990) 有度丘陵の層序と古環境。地質学会第97年大会講演要旨, p. 226.
- Shackleton, N. and Opdyke, N. (1973) Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V 28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volume on a 10^5 and 10^6 year scale. *Quat. Res.*, vol. 3, p. 39-55.
- and —— (1976) Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V28-239 late Pliocene to latest Pleistocene. *Mem. Geol. Soc. Am.*, vol. 145, p. 449-464.
- 杉原重夫・新井房夫・町田 洋(1978) 房総半島北部の中・上部更新統のテフロクロノロジー。地質雑, vol. 84, p. 583-600.
- 杉山雄一(1988) 渥美半島-浜名湖周辺地域の更新統。第四紀学会講演要旨集, no. 18, p. 104-105.
- ・寒川 旭・下川浩一・水野清秀(1987) 静岡県御前崎地域の段丘堆積物(上部更新統)と更新世後期における地殻変動。地調月報, vol. 38, p. 443-472.
- 竹村恵二・西田史朗(1984) 火山ガラス調査。中世古幸次郎編「関西国際空港地盤地質調査」, 災害科学研究所, p. 141-153.
- 徳橋秀一・遠藤秀典(1984) 姉崎地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 136 p.
- 東海三県地盤沈下調査会(1985) 濃尾平野の地盤沈下と地下水。名大出版会, 245 p.
- 土 隆一(1960 a) 渥美半島周辺の第四系の地史的な問題。第四紀研究, vol. 1, p. 193-211.
- (1960 b) 天竜川下流地方第四系の地史的な考察。東北大学理科報告特別号(半沢記念号), vol. 4, p. 583-589.
- (1960 c) 有度山の地質構造ならびに地史。地質雑, vol. 66, p. 251-262.
- (1984) 駿河湾周辺の新第三系・第四系の構造とネオテクトニクス。第四紀研究, vol. 23, p. 155-164.
- 上杉 陽(1976) 大磯丘陵のテフラ。関東の四紀, no. 3, p. 28-38.
- 吉川周作(1973) 大阪南東部の大阪層群。地質雑, vol. 79, p. 33-45.
- (1976) 大阪層群の火山灰層について。地質雑, vol. 82, p. 497-515.
- 吉野道彦(1986) 伊勢湾周辺地域における第四系の花粉層序学的研究。名古屋大学博士論文, 85 p.
- ・酒井潤一・西村祥子(1980) 濃尾平野佐屋・津島におけるボーリング・コアの花粉化石。第四紀研究, vol. 19, p. 163-171.

(受付: 1990年12月5日; 受理: 1990年12月21日)



付図 A-1 渥美半島地域の柱状図作成及びその他の調査・観察地点 (Loc.) 位置図

Fig. A-1 map 1 Map of the south coast of the Atsumi Peninsula showing localities where columnar sections and stratigraphic data were obtained.

図中の数字: Loc. 番号

国土地理院発行の5万分の1地形図「伊良湖岬」, 「田原」, 「豊橋」及び「浜松」を使用.



付図 A-2 浜名湖東岸地域の柱状図作成及びその他の調査・観察地点 (Loc.) 位置図

Fig. A-2 map 2 Map of the east coast of Lake Hamana showing localities where columnar sections and stratigraphic data were obtained.

図中の数字: Loc. 番号

国土地理院発行の5万分の1地形図「浜松」を使用。