

島原半島南部の地質の再検討

著者	大塚 裕之, 外間 喜春, 田中 利明, 後村 信幸, 竹之内 貴裕, 上野 宏共
雑誌名	鹿児島大学理学部紀要. 地学・生物学
巻	28
ページ	181-241
別言語のタイトル	Re-examination on the Geology of the Southern Part of The Shimabara Peninsula, West Kyushu, Japan
URL	http://hdl.handle.net/10232/00000486

島原半島南部の地質の再検討

大塚裕之¹⁾・外間喜春²⁾・田中利明³⁾・後村信幸⁴⁾
竹之内貴裕⁵⁾・上野宏共⁶⁾

(1995年10月2日受理)

Re-examination on the Geology of the Southern Part of The Shimabara Peninsula, West Kyushu, Japan

Hiroyuki OTSUKA¹⁾, Kishun HOKAMA²⁾, Toshiaki TANAKA³⁾, Nobuyuki ATOMURA⁴⁾,
Takahiro TAKENOUCI⁵⁾ and Hirotomo UENO⁶⁾

Abstract

In northwest Kyushu, the fossiliferous Plio-Pleistocene deposits referred to the Kuchinotsu Group are widely distributed in the southern part of the Shimabara Peninsula, on the sea floor of Ariake Sea, and on the isles of Oyano-shima and Amakusa shimo-shima, west Kyushu. These deposits have been precisely studied by sinior author and well documented (Otsuka, 1966a, b, 1967, 1969, 1970, 1971). The Kuchinotsu Group is divided into two members: an upper half of marine sequence and lower half of terrestrial one, and the significance of the terrestrial faunal and floral assemblages yielded from both sedimentary sequences has assumed increased importance with addition of many new data, including magnetostratigraphy and fission track and K-Ar age determinations.

In this paper, the results of re-examination of detailed stratigraphic studies and of petrographic examination of the volcanic rocks distributed in the southern Shimabara Peninsula are given. The main purpose of this study is to solve several problems on the geology of this area pointed out in the sinior author's previous work (Otsuka and Furukawa, 1988) with regards to; 1, the fine stratigraphy of the Kuchinotsu Group; 2, the stratigraphic relationships between this group and under-

¹⁾ 鹿児島大学理学部地学教室 〒890 鹿児島市郡元1丁目21-35 (Institute of Earth Sciences, Faculty of Science, Kagoshima University, Kagoshima 890, Japan)

²⁾ 日本電気硝子 K. K. (Nippon Electric Glass Co.)

³⁾ 福岡県立糸島高等学校 (Itoshima High School, Fukuoka Prefecture)

⁴⁾ 日興証券 K. K. (Nikkou Securities Co. Ltd., Tokyo)

⁵⁾ 三洋テクノマリン (Sanyo Techno Marine, INC.)

⁶⁾ 鹿児島大学教養部地学教室 (Department of Geology, College of Liberal Arts, Kagoshima University, Japan 890)

lying formation; 3, those between the Oya Formation and the Kazusa Formation; and those between the Saishoji Formation and the Kitaarinma Formation. As the results of this study, the following points were made clear:

1. The Plio-Pleistocene Systems distributed in the Shimabara Peninsula and the Amakusa Islands represent the sediments and volcanic products in the Shimabara-Kumamoto Tectonic Graben known in the Central Kyushu (Matsumoto, 1979) and the history of their geologic development is grouped into following five stages; the Odomari (the Early Pliocene), the Oya (the Early Pleistocene), the Kazusa-Minamikushiyama (the middle Early Pleistocene), the Kitaarima (the late Early Pleistocene to the early Middle Pleistocene) and the Unzen (the middle Late Pleistocene to the Holocene) in ascending order. 2. The Odomari Formation underlying the Kuchinotsu Group formed at the the First Stage. It is mainly composed of lava flows of olivine basalt and its pyroclastics. 3. The Kazusa Formation rest on the fluvial deposits of the Oya Formation of the Second Stage with clino-unconformity (Otoshi Unconformity). 4. The marine sediments of the Kitaarima Formation of the Fourth Stage covers the Saishoji Formation of the Third Stage with unconformity. 5. The most recent evaluation of the age data of the volcanic rocks and results of the magnetostratigraphy revealed that the succession from the Odomari Formation to the Kuchinotsu Group is regarded as of the Plio-Pleistocene age ranging from the Early Pleistocene to the early Middle Pleistocene.

Key words: Shimabara, Kuchinotsu, Graben

I. はじめに

長崎県島原半島南部には、雲仙火山の基盤をなして、鮮新世の玄武岩類からなる大泊層と、淡水成および浅海成の堆積物を主とし、火山岩類を伴う更新統の口之津層群が分布している。これらはさらに有明海の海底一帯のほか、対岸の天草下島北東部や大矢野島にも分布している(大塚, 1966a, b, 1977)。これらの地域にみられる厚い堆積物と火山噴出物は、中新世以降、中九州に形成された地溝性陥没盆地である別府-島原地溝(松本, 1979)内に形成されたものと考えられている(大塚, 1982)。口之津層群は豊富な動物・植物化石を産し、しかも更新世前期から更新世中期の前半にかけての堆積物や火山噴出物が連続的に堆積していることから、西日本における下部更新統の代表的な地層として注目されてきた(大塚, 1966a, b; 1971, 1976, 1982; Otsuka, 1966, 1967; Kamei and Otsuka, 1979; 大塚・古川, 1988)。

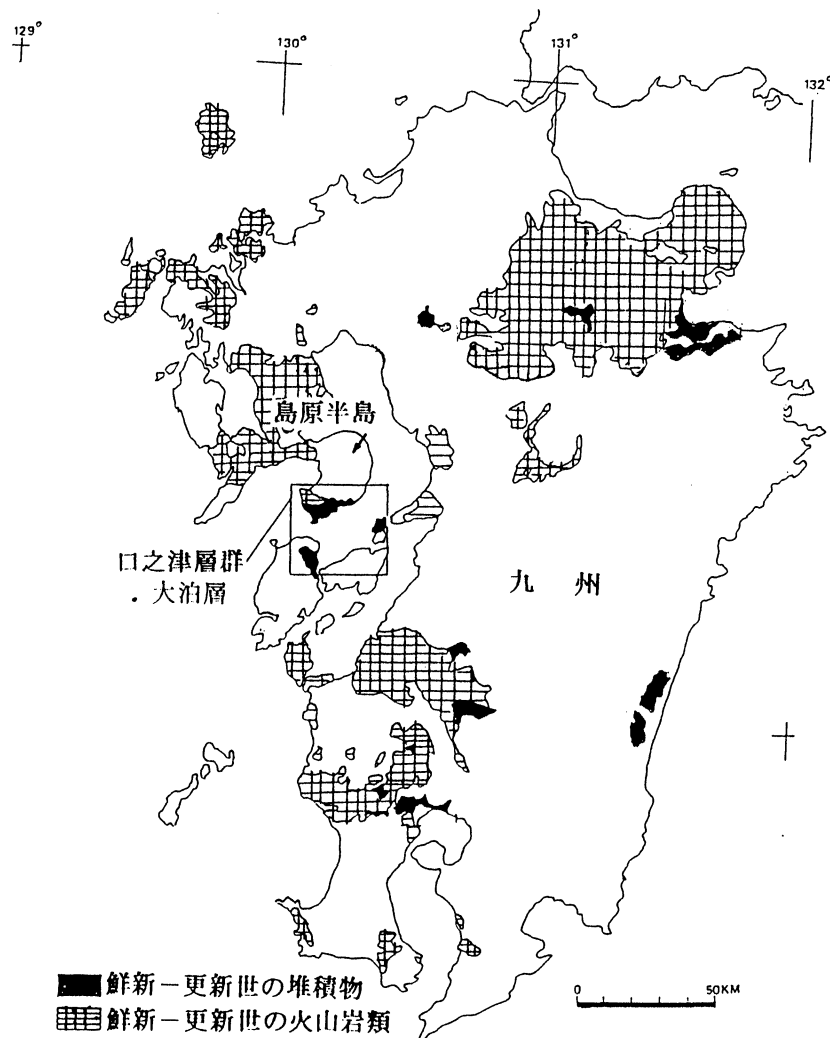
近年、口之津層群を含む島原半島南部の層序には、幾つかの問題点があることがわかり、以来、筆者らは本地域の研究に取り組んできた。それらの研究は層序学的、火成岩岩石学的、古地磁気層序学的研究にわたっている。これまでの研究成果の概要は大塚・古川(1988)の報告に紹介されているが、本稿では、その詳細な記載を行なうことを目的としている。

本論文を発表するにあたり、有意義なご意見をいただいた鹿児島大学の早坂祥三博士と同大学理学部の大木公彦博士、火山岩類についてご教示頂いた同大学の小林哲夫博士、有孔虫化石についてご教示頂いた熊本大学理学部の尾田太良教授に感謝いたします。口之津町・加津佐町・南有

馬町・北有馬町・南串山町の各役場からは地形図の提供を、また口之津町からはボーリングコア資料の提供を頂いた。これらの町役場の関係者諸氏に厚く御礼申し上げます。

II. 地質概説

島原半島南部地域の層序は第一表のようになる。1970年までに考えられてきた同地域の地質層序の改正点は大塚・古川（1988）に示されているが、その主な改正点は次のとおりである。①従来、口之津町の早崎半島に分布する早崎玄武岩は、口之津層群の堆積開始直後に噴出したもので、口之津層群のメンバーと考えられてきた（大塚，1966aほか）。しかしながら、近年の同半島における詳細な地質調査ならびに数多くのボーリング調査では、従来の“早崎玄武岩”は、口之津層群の下位に識別された大泊層を構成する大泊玄武岩と、口之津層群の堆積開始時に噴出した狭義の早崎玄武岩に2分される。②淡水性層の大屋層と一部に海成層を伴う加津佐層とは不整合関係にある。③従来、南串山層と海成層の北有馬層とは同時異相の関係にあるとされたことがある



第1図 九州における鮮新統-更新統の分布

第1表 島原半島南部における層序

地質時代	地層名 (層厚m)	古地磁気極性	火山活動及び放射年代	岩相
第三紀	完新世			礫、砂、泥
	後期			
	阿蘇火砕流堆積物 (25m)	N	Aso-4火砕流堆積物	非溶結の軽石凝灰岩
	中位段丘堆積物	N		礫層、砂層
	大江層 (9m)			貝化石床を伴う砂礫層シルト層
	中			
	竜石層	N	角閃石安山岩 0.24±0.06F.T.Ma	角閃石安山岩質凝灰角礫岩
	高峯安山岩	N	カンラン石普通輝石安山岩、複輝石安山岩 0.50~0.70K/ArMa	複輝石安山岩質凝灰角礫岩及び溶岩
	前谷層	N		凝灰質シルト層、砂層、砂礫層
	諏訪池玄武岩	N	角閃石安山岩 カンラン石玄武岩	柱状節理の発達したカンラン石玄武岩
	出口層			葉理の発達した凝灰質砂層 軽石、角閃石安山岩の巨礫
	北有馬層 (200m)	N		シルト～細粒砂の互層、シルト層、砂層。海棲貝化石多産
	八良尾玄武岩	N	カンラン石玄武岩	
	大峰玄武岩	R	カンラン石玄武岩 1.0 K/Ar Ma	2枚のカンラン石玄武岩溶岩
	西正寺層 (80m)	N R		礫層、砂層、青灰色シルト層の互層、凝灰質砂層
	上原玄武岩 愛宕山玄武岩 鳳上岳・女島 凝灰角礫岩	R	1.43±0.27F.T.Ma	柱状節理の発達したカンラン石玄武岩
	南串山層 (310m)	R R N	複輝石安山岩 角閃石含有 複輝石安山岩 1~1.5K/Ar Ma	主に角閃石含有複輝石安山岩及び同凝灰角礫岩、及びこれらと凝灰質砂の互層
	加津佐層 (110m)	N N	角閃石安山岩	礫層、砂層、シルト層の互層、角閃石安山岩質凝灰角礫岩、凝灰岩
	大屋層上部層 (550m)	N R N	大屋火砕流堆積物 1.76±0.22F.T.Ma 小利火砕流堆積物	礫層、砂層、青灰色シルト層の互層からなり、火砕流堆積物、凝灰岩を挟在する
	大屋層下部層 (250m)	N N R R	カンラン石玄武岩 1~2 K/Ar Ma 石英含有角閃石安山岩 1.89±0.16F.T.Ma	下部では礫層が卓越、上部は礫層、砂層、青灰色シルト層の互層からなる。下部に玄武岩溶岩、石英含有角閃石安山岩及び同質砂層岩を挟む。
	早崎玄武岩			
	葛蒲田安山岩			
第三紀	鮮新世			
	始新世			
	大泊玄武岩	N N	カンラン石玄武岩 4.60±1.2K/ArMa	カンラン石玄武岩溶岩及び同碎屑岩 石英含有角閃石安山岩溶岩及び同碎屑岩
	大泊層			
	坂瀬川層相当層			頁岩層、砂岩頁岩細互層 有孔虫化石 <i>Globigerina cf. linaperta</i>

が、両層との間に西正寺層と大峰玄武岩を識別した。④逆帯磁した愛宕山・上原の両玄武岩と鳳上岳凝灰角礫岩は加津佐層堆積後、南串山層の複輝石安山岩とはほぼ同時期に噴出したもので、加津佐町の海岸部に分布する女島・岩戸の凝灰角礫岩もその時期に形成されたものである。

Ⅲ. 地質各論

1. 大泊層 (Odomari Formation)

大塚・古川 (1988) の命名による。

模式地：口之津町早崎半島東部南大泊から土平崎にかけての海岸一帯。

分布：早崎半島東部一帯，口之津町永瀬海岸から真米をへて貝瀬に至る西大屋名一帯および宮崎鼻付近。

層厚：約150m (大泊玄武岩を含む)。

層位関係：古第三紀層を傾斜不整合に被い，口之津層群大屋層に不整合に被われる。

岩相・層序：カンラン石玄武岩の溶岩，シルト層，砂層，凝灰角礫岩，凝灰岩を挟む火山礫凝灰岩などの玄武岩質火山碎屑物からなる。地表では大泊玄武岩溶岩と，その下位にあって，層理をもつ凝灰角礫岩 (層厚約20m) が露出している。これらは，大泊層の全層厚の約 $\frac{1}{3}$ しかない。半島中北部の野田堤付近および西部の紫竹部落付近におけるボーリングによって，海面下約70m付近で古第三系と思われる頁岩層と，これを被う大泊層の基底礫岩が確認された他，同様の関係が愛宕山南麓におけるボーリングでも確認された (第2図)。

陸上に露出している部分と，地下の資料を合わせると，大泊層は上部から下部にかけて，次の3部層に区分できる。

- a. 大泊玄武岩：カンラン石玄武岩溶岩 (Aタイプ)。層厚0~70m。
- b. 上部碎屑岩部層：層厚40m。
- c. 下部玄武岩：カンラン石玄武岩溶岩 (Bタイプ)。層厚0~20m。
- d. 下部碎屑岩部層：礫層，凝灰質砂層。層厚20m。

これらの部層のうち，下部玄武岩は，口之津町以北では，わずかに小利部落入り口に露出しているが，それ以外は地表に露出していない。下部碎屑岩部層は地表には全く露出していない。

大泊玄武岩は早崎半島の最高峰の烽火火山 (標高94m) とその東半部にメサ地形の台地をなして分布している。烽火山の北側は北落ちの東西性断層 (大泊断層) の存在が推定され，この断層に沿って，玄武岩下のシルト層が露出し，ここでは湧水が見られる。

早崎半島の東部の白間崎から東大泊にかけての海岸一帯と，南部の小早崎海岸では大泊玄武岩とその下位の上部碎屑岩部層が露出している。同部層は平行葉理が発達した凝灰質砂層と凝灰角礫岩層からなり，層厚20m以上で，東西の走向をなし，北または南へ 10° ~ 20° 緩傾斜している。白間崎付近では平行葉理が発達した凝灰角礫岩層中に，最大20cm程度の玄武岩の溶岩礫を含んでいる。走向 $N75^{\circ}E$ ，傾斜 $30^{\circ}S$ 。白間崎-苧扱川河口間では，凝灰質砂層と凝灰角礫岩層には，玄武岩の巨礫を沢山取り込んでいる。葉理が発達した凝灰質砂層には，しばしば bomb sag structure が観察される (第2図版-2)。土平崎付近では，玄武岩角礫とともに，角閃石を含んだ軽石が特徴的に含まれている。この一帯の大泊玄武岩には，しばしば方解石の結晶が気孔を充填している。

大泊玄武岩の鏡下観察：カンラン石玄武岩である。鏡下では，斑晶のカンラン石は半自形ないし他形で，全体的に緑色の鉱物に変質しており，さらにその縁は褐色の鉱物に置換されている。

まれに単斜輝石の斑晶を含む。石基は針状の斜長石の間を輝石と不透明鉱物がうめる間粒状組織を示し、針状の斜長石は斑晶のカンラン石のまわりを流れるように配列している（第3図版-2）。

一方、主として地表下にある下部玄武岩は普通輝石の斑晶を特徴的に含んだカンラン石玄武岩である。

ボーリングに基づく口之津町周辺の地表下の資料：

第2図は口之津町の北方の富士山から早崎半島にかけての地質断面図を示したものであるが、地表下の地質は口之津町によって実施されたボーリングコア資料についての検討結果に基づいている。

富士山付近のボーリング（No.12）では、地表下5m（海水準面上35m）付近まで下部玄武岩がみられ、その下位には、礫および泥岩などが地下100m（海面下50m）近くまでみられるが、これらは明らかに口之津層群よりも古い堆積物である。これらの最下部の礫岩層の下位には海面下95mまでシルト岩、砂岩、頁岩が厚さ80mにわたって見られる。この最上部のシルト岩からは始新世の浮遊性有孔虫 *Globigerina cf. linaperta* が検出された。このことから、これかのシルト岩は、加津佐町山口や南有馬町向小屋海岸に露出している古第三系に対比されるものと考えられる。

また、大泊玄武岩および下部玄武岩は南ほどその深度が深くなり、大泊玄武岩の露出も口之津町の市街地では完全に沖積面下となる。このことから、この地域の大泊層は同層全体としての南傾斜の構造を反映しているものと考えられる。

一方、口之津断層の南側の早崎半島では大泊玄武岩が半島東部一帯の標高70mまで分布している。この分布は、北落ちの口之津断層による。早崎半島の北部の口之津町山下におけるボーリング（No.5）では、海水準面上15m付近まで厚さ70mの大泊玄武岩の存在が確認され、その下位には、28mの火山礫凝灰岩からなる上部碎屑岩部層がくる。その下位には、砂質泥岩・灰色泥岩・凝灰質砂層などからなる層厚52mの堆積層が海水準面下80mまであり、さらにその下位には基盤岩をなす古第三系の頁岩層が存在する。

2. 口之津層群（Kuchinotsu Group）

第四紀更新世前期の口之津層群は、基盤岩の古第三系または鮮新世の大泊層を不整合に被い、雲仙火山の最初の噴出物である竜石層によって被われている。同層群は淡水性および浅海性の堆積層を主とし、それに火砕岩と玄武岩、安山岩の溶岩を伴う。下位から大屋層、加津佐層、南串山層、西正寺層、北有馬層の5層に区分される（大塚・古川，1988）。

（1）大屋層（Oya Formation）

口之津層群の最下部層をなす大屋層は、シルト層・砂層・礫層を主とした河川またはデルタ成の堆積物で、玄武岩溶岩や安山岩溶岩および同岩質の火山碎屑物を伴っている。本層は中部に挟在する小利火碎流堆積物によって、下部層と上部層の2部層に分けられる。下部層堆積の初期に、早崎玄武岩とデイサイト質の菖蒲田安山岩の活動があった。大塚（1966a）は、大屋層の中部に挟在される「大屋凝灰岩」を同層を上下の2部層に便宜的に区分する鍵層として用いたが、大塚・古川（1988）は同凝灰岩のさらに下位に識別された小利火碎流堆積物が、より広範囲に適用できる鍵層として有効であることから、同火碎流堆積物よりも上位の堆積物を「上部層」として再定義した。

1a) 大屋層下部層

小利火碎流堆積物よりも下位の地層である。主として、中礫ないし大礫層、砂層、青灰色シルト層が卓越するが、下部に石英含有角閃石安山岩の溶岩および同碎屑岩（向小屋凝灰角礫岩）、早崎玄武岩の溶岩を挟むほか、約3枚の白色凝灰岩（OL1～OL3）を挟む。層厚約200m。

分布：加津佐町西部地域、口之津町西部地域、口之津断層以東の菖蒲田海岸、早崎半島西部、南有馬町北部地域および北有馬町有馬川上流地域一帯。

層序・岩相：

向小屋海岸：大屋層と基盤岩の古第三紀層との不整合は、南有馬町向小屋海岸において、干潮時に露出している（第1図版－1～3）。古第三系は砂岩薄層を挟む頁岩層で、スランプ構造が発達している。大屋層の基底礫層は、層厚4～8mで、頁岩・砂岩・チャート・片岩・火山岩類などの中礫の垂円礫から成っている。この礫層の上位は、平行葉理が発達した灰白色の粗粒凝灰岩（1.5m）を挟んで、角閃石安山岩質の凝灰角礫岩（向小屋凝灰角礫岩）が約20mの厚さで被っている。この角閃石安山岩の起源は、同海岸西方1kmに分布する菖蒲田安山岩である。向小屋凝灰角礫岩の上位には、灰白色の凝灰岩 OL1（層厚4.8m）および凝灰角礫岩層（層厚3m）のり、さらに青灰色のシルト層（1.5m）を挟んで、下部層下部に特徴的な中礫～大礫層が累重している。かつて、この海岸の沖合いの沖の瀬付近からは旧象化石 *Stegodon* cf. *insignis* の臼歯化石が発見されている。

口之津町向小屋－宮崎鼻間：この海岸一帯には、口之津断層の影響によって、大屋層下部層下半部の礫層が露出しており、宮崎鼻では高さ約20mの急崖を成している。礫層は中礫層を主とし、粗粒砂層を挟む。また、基質の砂が乏しい“clastic supported gravel bed”や、斜交層理や平行葉理のある中礫～細礫層が発達し、またしばしばシルトのレンズを挟む。礫層を構成する礫種は、チャート、砂岩が主で、その他に安山岩、花崗岩、脈石英、頁岩、片岩類などである。斜交層理および礫の覆瓦構造によって示される古流向は北東方向からの流れが卓越していたことを示唆している。

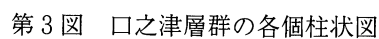
加津佐町山口付近：山口付近には、基盤岩の古第三系が狭い範囲に露出しているが、その北側と南側は断層によって切られている。この基盤岩の南側の断層に隣接して、風化の進んだ角閃石安山岩の角礫層がわずかに分布しているが、この層準は菖蒲田安山岩の層準にあたる。

山口北東地域と崎谷付近、清谷付近：シルト層と粗粒砂層を挟んだ礫層が卓越しているが、それらの層準は、小利ルートにおける OL2 よりも下位の層準にあたる。さらに、これらは礫層－砂層－シルト層を1つのサイクルとする堆積輪廻を成している。3堆積輪廻は確認されたが、1サイクルは約10mの厚さである。礫層には特徴的に級化。逆級化が見られる。大塚（1970）が指摘しているように、これらの輪廻は蛇行河川の堆積相を反映している。

加津佐町山口－富士山－小利ルート：このルートでは、OL2 と OL3 の灰白色凝灰岩と砂礫層、シルト層から成る下部層が断続的に露出している。

口之津町永瀬海岸：この海岸では大泊玄武岩を、酸化角閃石と粗粒の斜長石で特徴づけられる角閃石安山岩の角礫層（2m）不整合に被い、この上位に、チャートや片岩礫で特徴づけられる大屋層の礫層が被っている。

向小屋凝灰角礫岩の鏡下観察：角閃石安山岩である。斑晶鉱物は斜長石、普通角閃石からなる。斜長石は自形で、柱状ないし長柱状で、累帯構造やアルバイト式双晶が顕著に見られる。普通角閃石は自形ないし半自形、菱形や長柱状で、淡い緑色ないし淡い赤色の強い多色性を呈している。



ほか、オパサイト化が進行し、変質している（第1図版-5）。

1b) 早崎玄武岩 (Hayasaki Basalt)

大塚・古川(1988)は大塚(1966a, 1970)が記載した「早崎玄武岩」から大泊層を除いた玄武岩に対して、「早崎玄武岩」として、再定義した。

模式地：口之津町早崎半島天狗鼻付近

分布：早崎半島西部地域

層厚：地表では厚さの確認は困難であるが、ボーリング資料（第一号井）によると、地下30mまで確認できる。

層序・岩質：斑晶としてカンラン石と単斜輝石を含むカンラン石玄武岩である。同溶岩の岩石残留磁気は逆帯磁しており、正帯磁している大泊玄武岩からは明らかに区別される。早崎半島西部地域の台地は東部の大泊玄武岩地域と同様に、メサ地形をなし、玄武岩の露出は僅かしか見られない。しかし、海岸部では玄武岩の溶岩とそれに伴う凝灰質の堆積物が見られる。早崎半島西部の野向の西海岸では、自破碎を伴う玄武岩の溶岩が分布する（第2図版-7）。野向西海岸と天狗鼻間では、菖蒲田安山岩と同じ角閃石で特徴づけられる角閃石安山岩の角礫が多く含まれる集塊岩の上を早崎玄武岩が被っている。天狗鼻では、スコリア層（2.4m）を挟んだ早崎玄武岩（10m）が露出している。同玄武岩は菖蒲田安山岩の礫を含んだ粗粒白色凝灰岩と断層で接している（第2図版-6）。紫竹付近では、かつて玄武岩を掘り抜いての井戸掘り中に、玄武岩下の砂礫層からは旧象化石 *Stegodon* cf. *insignis* の下顎臼歯の化石が発見されている。

鏡下観察：斑晶のカンラン石は自形～半自形で、菱形を呈しており、その縁は褐色化しているほか、しばしば細かい不透明鉱物を結晶内に取り込んでいる。単斜輝石は自形～半自形で、長柱状ないし短柱状。石基は輝石と不透明鉱物がうめる間粒状組織である。斜長石は斑晶鉱物の周りを流れるように配列している（第3図版-1）。

1c) 菖蒲田安山岩 (Shobuda andesite)

南有馬町菖蒲田では、地表に表れている限り、最大直径600mの広がりをもつ岩体として、鉄道沿いに露出している。同安山岩は石英を含む角閃石安山岩である。向小屋凝灰角礫岩は含まれる安山岩角礫の特徴から、この安山岩の同時異相であると見做される。

層序・岩質：肉眼でみると、岩石は灰色または赤紫色に変質しており、褐色の角閃石と白っぽい斜長石の斑晶が特徴的に見られる。菖蒲田においては岩体は自破碎したような産状を示す（第1図版-4）。

菖蒲田から山洞へかけての山道沿いには、菖蒲田安山岩を大屋層下部層の礫層が被覆しているのが観察される。この礫層には菖蒲田安山岩の巨礫を含んでいる。

一方、向小屋海岸においては、先に述べたように、角閃石安山岩の礫からなる凝灰角礫岩が基盤岩を、また口之津町永瀬の海岸では、これが大泊玄武岩をそれぞれ被っている。これらのことから、菖蒲田安山岩の噴出時期は大屋層堆積開始直後で、早崎玄武岩噴出の直前であると言える。

菖蒲田安山岩の鏡下観察：石英含有角閃石安山岩である。斑晶鉱物は斜長石、普通角閃石、単斜輝石、斜方輝石、石英よりなる。普通角閃石と斜長石の斑晶が集合した集斑状組織がみられる。普通角閃石は自形または他形で、そのほとんどが黄緑色ないし赤褐色の強い多色性を呈する。また、そのほとんどがオパサイト化し、全体的に黒く変質し、その原形を留めていない。輝石類の

鏡下の視野内に占める割合はわずかに単斜輝石が斜方輝石よりも多い。石英は他形で、融食形をなし、割れ目が見られる。石基は短柱状の斜長石の間を、薄茶色に変質した鉱物（蛇紋石）が充填している（第1図版-6, 7）。

Id) 大屋層上部層

小利火碎流堆積物より上位の地層を上部層とする。

模式地：口之津町東大屋の与茂作川沿いの沢。

層厚：260m

分布：口之津町西部一帯，南有馬町西部一帯，加津佐町中部の串一辻一宮原付近。

岩相・層序：

上部層の岩相は下部層に類似しているが，下部層よりもやや細粒である。礫層，砂層，シルト層の他，凝灰岩，凝灰角礫岩などの火山碎屑物からなる。小利火碎流堆積物の上位に，砂礫層，シルト層に挟在されて，約8枚の凝灰岩（OU1～OU8）と，弱溶結した大屋火碎流堆積物を挟む。上部層の下半部は，主として口之津町大屋一帯に，上半部は主として南有馬町東部一帯において連続的な層序が見られる。礫層を構成する礫種はチャートと砂岩が主である。砂層は黄褐色で，一般に淘汰は悪く，固結していない。

口之津町小利ルート：このルートでは下部層の砂礫層と生痕化石を含むシルト層に整合的にのる小利火碎流堆積物が露出している（第3図版-3）。同火碎流堆積物は灰色を呈した弱溶結凝灰岩であり，約4mの層厚である。肉眼では長径1cm～3cm程度の扁平化した軽石がみられ，0.5～2.0cm程度の異質岩片を含んでいる。また，自形をした長柱状の輝石の結晶がみられる（第3図版-4）。

大屋の与茂作川ルート：口之津町大屋の与茂作川沿いの沢ルートは，上部層の模式地であり，砂層，シルト層ともに，鍵層としての白色凝灰岩（OU1～OU5）と大屋火碎流堆積物が露出している。OU2は灰白色および灰褐色を呈する3枚の凝灰岩薄層（30cm, 150cm, 40cm）からなり，間に凝灰質砂層や，平行葉理の見られる砂質シルト薄層を挟在している。OU3は層厚2.5mで，斜交葉理が発達するために縞模様を呈する灰白色の細粒凝灰岩である。OU4は縞模様を呈する約5mの白色細粒凝灰岩で，直径数cmの軽石を多量に含む。OU5は層厚3mのシルト質凝灰岩である。大屋火碎流堆積物は下大抜において，OU5の約10m上位の層準にある。同火碎流堆積物は灰色を呈し，弱溶結している。肉眼では扁平化した軽石と異質岩片を取り込んでいる。

南有馬町の岡から大江にかけてのルート：小利火碎流堆積物から始まる上部層の露出が見られる。とくに，大屋火碎流堆積物の上位の砂礫層と青灰色シルト層が卓越し，白色凝灰岩を3層（OU6～OU8）挟んでいる。

加津佐町榎山付近：南西へ傾斜した小利火碎流堆積物が認められ，この発見によって，これより以西の町原，辻，串付近に上部層の分布が明らかとなった。辻と小串付近に分布する白色凝灰岩が，模式地のいずれの凝灰岩に相当するかは不明である。

小利火碎流堆積物と大屋火碎流堆積物の鏡下観察：

A. 小利火碎流堆積物一斑晶鉱物は斜長石，斜方輝石，単斜輝石，普通角閃石，軽石よりなる。石基はY字形および針状の火山ガラス片からなり，岩片や結晶の近くではそれらを取り巻いて流れるように，弱溶結している。斜長石は自形ないし他形をなし，長柱状または破片的で，また，累帯構造，単純双晶，アルバイト式双晶が見られる。輝石類は，単斜輝石と斜方輝石ともに自形

または他形で、破片的である。普通角閃石は自形または破片的で、緑色ないし淡い緑色の強い多色性を呈する。軽石は繊維状構造やY字形をしたガラス破片がみられ、ガラス破片は扁平化していないことから、弱溶結凝灰岩であることがわかる。そのほかに、1 mm程度の安山岩の岩片が捕獲されている（第3図-3）。

B. 大屋火砕流堆積物-造岩鉱物は小利火砕流堆積物のそれに似ている。斑晶鉱物は斜長石、単斜輝石、斜方輝石、普通角閃石、軽石からなり、石基はY字形および針状のガラス破片から成る。普通角閃石は自形または破片的で、多色性ははっきりしない。ガラス破片は扁平化していない。40mm前後の安山岩の岩片が捕獲されている（第3図版-5, 6）。

(2) 加津佐層 (Kazusa Formation)

大塚(1966)は加津佐層・南串山層の両層は、北有馬層と同時異相関係であるとした。しかし、大塚・古川(1988)は、南串山層と北有馬層の間に西正寺層と大峰玄武岩を識別した。

模式地：加津佐町崎谷から山の中集落にかけての一带。

層厚：90m

層位関係：大屋層を不整合に被い、南串山層へ漸移する。

層序・岩相：主として砂層、シルト層、礫層および火山砕屑物から成る。

模式地の崎谷から西方の檜山付近にかけては、本層は、下部から砂層・シルト層・白色凝灰岩から成る下部層（崎谷凝灰岩）から成る下部層（20m）、角閃石安山岩質の凝灰角礫岩（立木凝灰角礫岩）の中部層（15~20m）、砂層とシルト層を主とし、下部に小礫層を伴う上部層（25~50m）から成る。本層の礫層を構成する礫は安山岩が多い。砂層は明るい黄褐色を呈し、固結度は低く、しばしばシルトの薄層を挟む。上部層の最上部の中粒砂層からは二枚貝のサルボウ *Anadara* によって特徴づけられる貝類化石を産するが、この貝化石包含層は加津佐層最上部の鍵層となる。シルト層は明るい青灰色を呈し、しばしば植物化石を産する。

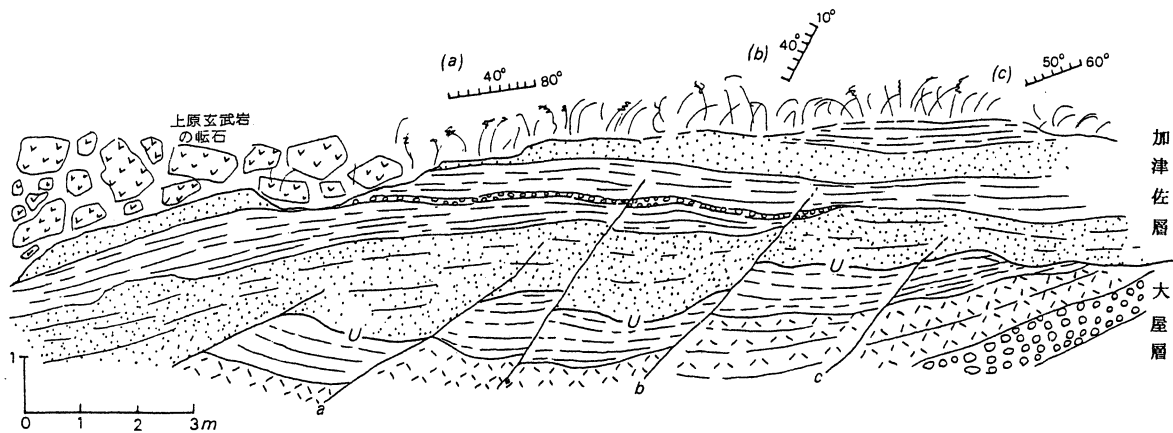
加津佐町西部一带に発達する西落ち東西性断層のために、加津佐層が海岸線一带まで分布している。津波見海岸では津波見川の北側の海岸一带に青灰色の無層理の泥岩が露出しており、この中からは津波見脊椎動物化石群（大塚, 1966b, 1967, 1969; 大塚, 1971）が産出する。また、この泥岩層の上位には海棲二枚貝のヤグラニシキ (*Volachlamys yagurai*) で特徴づけられる上部層最上部の貝化石層に覆われており、さらにこの上位を南串山層の凝灰角礫岩や集塊岩が覆っている。

上原台地南麓一带の標高130mから250mにかけては、赤褐色粗粒砂層、細礫層、シルト層、白色凝灰岩等から成る加津佐層が分布し、砂層にはしばしば砂管を含む。

北有馬町西部の坂下川上流一带には加津佐層上部層が分布しているが、模式地に比べて更に凝灰質な砂層やシルト層からなり、しばしば内湾生物のものと思われる生痕化石を伴っている。これらの堆積物は坂下川中流域で南串山層の凝灰角礫岩に覆われ、これらは南東方向へ約15°ほどの傾斜している。

加津佐層と大屋層の不整合について：

一般に下位の大屋層の砂礫層には、脈石英・片岩・チャートなどの古期岩が卓越しており、基質の砂は粗く、赤褐色を呈する場合が多い。一方、加津佐層の砂礫層は細粒で、礫にはしばしば火山岩礫が含まれている。基質は明るい黄褐色を呈し、大屋層に比べて固結度は低い。しかしながら、両層の関係が見られる露頭では、接する両層の岩相が砂礫層とシルト層を主とするなど岩



第4図 小利の不整合（口之津町小利東部）U: 不整合面; a~c: 断層

相がよく似ており、そのために両層が整合なのか、不整合関係にあるのか、地層境界は果たしてどこに引かれるのか、などの問題点が残されてきた。近年、両層の地層境界が存在すると考えられる地域の精査を実施した結果、両層の不整合関係を示す次のような露頭が見いだされた。

a. 小利の不整合—上原の台地の南麓の南有馬町夏吉から口之津町小利へ通じる町道沿いに、大屋層と加津佐層との不整合—「小利の不整合」が幅15m、高さ5mの露頭に見られる（第4図版—6；第4図）。この露頭における不整合面（U）の下位には南西へ緩傾斜した中礫層とこれにのる白色凝灰岩層（1.5m）およびシルト層（1m）がある。少なくとも、凝灰岩層とシルト層さらに断層面も階段状に北西へ落ちた5本の断層（a~e）によって切られている。不整合面上には下位層に比べてやや固結度が低い中粒砂層とシルト層、さらにこれらの繰り返しから成る加津佐層が被っている。このうち、下部の中粒砂層とシルト層の一部は、5本の断層によって切られており、とくに中央の3本（b, c, d）の断層はシルト層まで切っているが、最上部の砂層までは達していない。北落ちのこれらの断層のうち、計測された3本の断層の走向は NNE-SSW, NEN-WSW である。これらの2方向性は口之津層群を切る主要断層である口之津断層や加津佐断層の方向性と調和的である。この露頭は、大屋層堆積後で、侵食面形成後に活発化した東西性北落ち断層の活動が、加津佐層堆積の初期まで続いていたことを示している。

b. 伊場の不整合—この露頭は加津佐町北部の伊場でみられたもので、緩傾斜した大屋層のシルト層と砂層およびこれを切る断層を侵食した不整合面上に、加津佐層基底の粗粒砂層が被っている。不整合面には酸化鉄の沈殿が見られる（第4図版—5）。

c. 清谷の不整合—有馬川上流の清谷（ぜいだに）には、南東へ傾斜した大屋層下部層の砂礫層が広範囲に露出しているが、この礫層を被って、加津佐層最下部の砂層とシルト層が被っている（第4図版—3）。

(3) 南串山層 (Minamikushiyama formation)

大塚 (1966a) の命名による。加津佐層を整合的に被う。主として複輝石安山岩、角閃石安山岩含有輝石安山岩、角閃石安山岩の礫を含んだ粗粒な火山碎屑物よりなり、その最上部には、同岩質の溶岩を伴う。また、東部では一部に海成貝化石を含む凝灰質シルトを挟む。

模式地：加津佐町津波見海岸

分布：南串山町一帯，加津佐町北部，北有馬町西部

層厚：約140m

層序・岩相：南串山層は，複輝石安山岩，角閃石含有複輝石安山岩，角閃石安山岩の角礫を含んだ凝灰角礫岩および火山角礫岩層よりなり，最上部には複輝石安山岩の溶岩（国崎安山岩）を伴っている。末期の溶岩流出は標高230m～250mにメサ状の台地を形成しているが，溶岩そのものは残っていない。ただ，わずかに南串山町の国崎半島一帯に安山岩岩体が見られる（第5図版－3）。

模式地の加津佐町津波見海岸から南串山町へ通じる国道251号線沿いの崖には，火山角礫岩・凝灰角礫岩の連続的な露出がある。

南串山町白頭から中ノ湯にかけての海岸沿いでは，複輝石安山岩の巨礫を多量に含み，成層した凝灰角礫岩および火山角礫岩層が露出する（第5図版－2）。角礫の長径は他地域に比べて，かなり大きい。火山角礫岩層には往々級化構造が見られる。粗粒凝灰岩の中には，丸っこい火山岩の巨礫が含まれている。これらは火山岩が火口から噴出された後，高温のまま水中に突っ込んできたために，このような産状を呈しているものと考えられる。従って，当時，近接した場所に火口が存在していた可能性がある。国崎半島では，凝灰角礫岩から角閃石含有複輝石安山岩の岩体へ漸移している。

加津佐町西越崎・東越崎の道路沿いや，立木，有馬側川上流の路木付近では，成層した粗粒凝灰岩や無層理凝灰角礫岩から成る南串山層下部が露出している。層理面には，黒色の砂層やシルト層を薄く挟む。成層した粗粒凝灰岩の1単層は10～20cmの厚さで，平行葉理が見られる（図版4－1）。無層理の粗粒凝灰角礫岩には，多くの安山岩角礫を含んでいるほか，チャートや変成岩類の礫や珪化木も取り込んでいる。

北有馬町坂下川下流では，貝類化石を含んだシルト質砂層および凝灰質シルト層から成る加津佐層を整合的に被って，成層した粗粒凝灰岩・凝灰角礫岩・凝灰質シルト岩層から成る南串山層が互層をなしている。砂層からは稀に海棲の貝化石を産する。層厚150m。これらは走向 NE-SW で，南東へ10°～20°の傾斜を成し，下流へ行くに従って，次第に南串山層の上位が露出する。同川下流の樋掛付近では，南串山層の上位には，砂層・砂質シルト層からなる西正寺層が累重している。

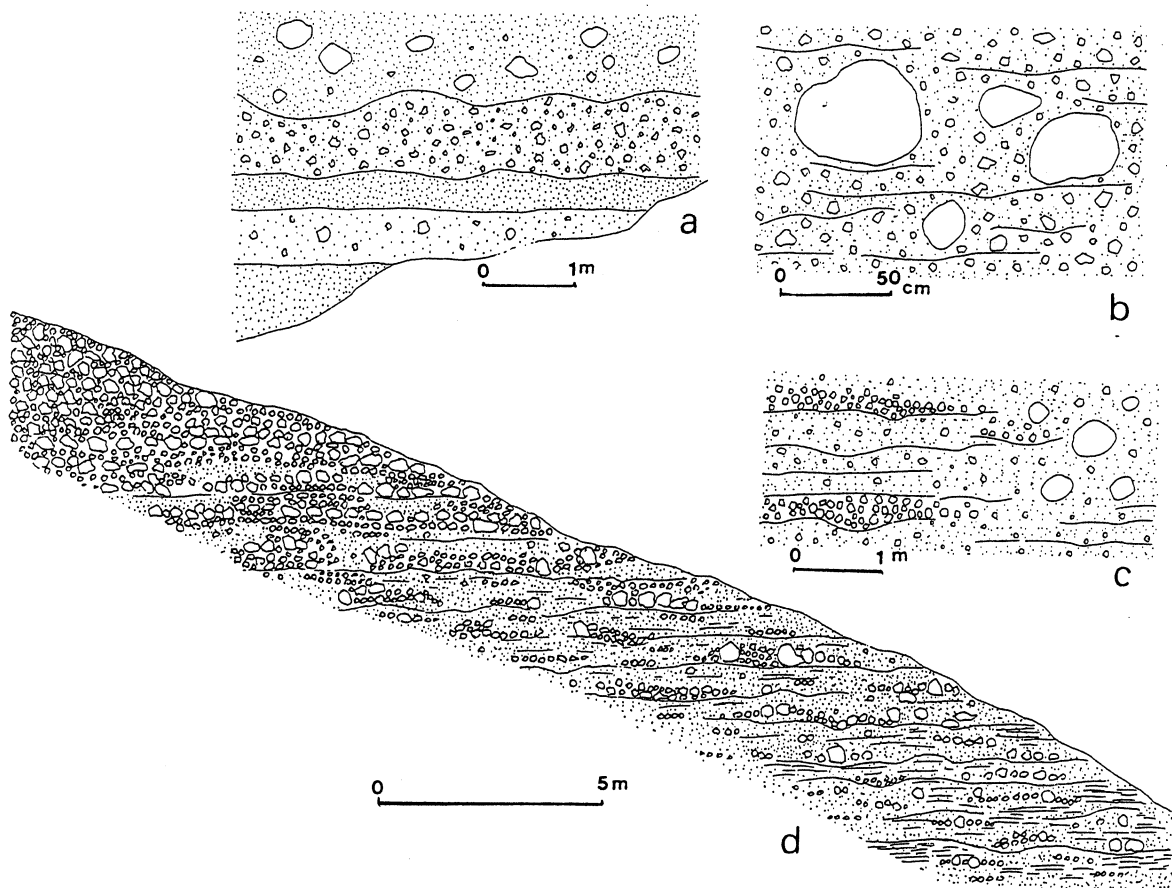
南串山層の堆積相の特色：

南串山層の分布地域のうち，東部にあたる北有馬町坂山から坂下において見られる本層は，火山碎屑物の供給源に近接した地域から，次第に堆積盆の中心へと岩相が移行していく様子がみられる。本層は主に累々とした凝灰角礫岩，よく成層した凝灰質砂層，凝灰質シルト層からなり，これらが互層をなしている。その層序の下半部には礫層・砂層・シルト層を挟在し，砂層からは稀に海棲の貝化石を産する。これらの層相は側方への岩相変化が著しい。凝灰角礫岩は巨礫を多量に含み，その間を細礫から大礫が埋め，さらにその基質を凝灰質砂層が充填している。巨礫は一般的に比較的円磨されており，最大長径1mにも達する。細礫から中礫は亜角礫が多く，円磨度は低い。細礫や中礫層は凝灰質砂層と互層する場合が多く，しばしば逆グレーデングがみとめられる。本層の岩相の垂直的变化についてみると，下部付近では凝灰角礫岩と凝灰質砂層がよく成層して互層をなしている。上部へ行くに従って凝灰質砂層は次第に少なくなり，層理が認められない無層理の凝灰角礫岩へ移行する（第5図）。

次に本層の岩相の水平的変化についてみると，千々石湾に面した東部の白頭から京泊にかけて

の一带では、巨礫を主体とした火山角礫岩状の岩相を呈し、一部では自破碎溶岩を伴う。一方、東方の坂下川上流の坂山から同川下流域の西正寺にかけては、凝灰角礫岩から凝灰質砂層へと細粒化し、一部には海棲貝化石を含む。

このように、本層は水平的には西部から東部にかけて細粒化し、垂直的には上方へ粗粒化する。堆積構造と粒度変化などから、本層を堆積させたその主な堆積機構は土石流または泥流が考えられる。岩相の垂直的、水平的変化から、当時、輝石安山岩の碎屑物を供給させた後背地の火山活動の中心は北西方の南串山町白頭から国崎半島付近ではないかと考えられる。この考えは、国崎半島に角閃石複輝石安山岩溶岩が分布することと矛盾しない。また土石流や泥流を発生させるためには、ある程度の地形的高度差がなければならない。久保寺（1976）は、国崎半島沖に重力異常の目玉があり、松本（1979）によれば橘湾（千々石湾）を更新世中期の火山性陥没によるものとしている。これらの考えは、当時、国崎半島付近に大きな火山または火山群があったとする筆者らの考えと矛盾しない。



第5図 南串山層の露頭スケッチ。a: 樋掛, b・c: 坂山, d: 坂下（山腹斜面）

南串山層に含まれる安山岩礫および国崎安山岩の鏡下観察：

a. 複輝石安山岩（第5図版-5）—斑晶鉱物は、斜長石、単斜輝石、斜方輝石、不透明鉱物よりなる。斜長石は自形で、長柱状ないし短柱状で、累帯構造、集片双晶、アルバイト式双晶が顕著に見られる。また、斜長石どうし、または単斜輝石と斜長石が集まった集斑状組織を呈している。斜長石の斑晶の周辺部では、細かいガラスを包有し、反応縁を造っている。単斜輝石およ

び斜方輝石は自形ないし半自形で長柱状ないし短柱状をなす。鏡下の視野内では、単斜輝石が斜方輝石よりも多い。

b. 普通角閃石含有複輝石安山岩（第5図版－7）－斑晶鉱物は斜長石、単斜輝石、斜方輝石、普通角閃石、不透明鉱物から成る。斜方輝石は自形ないし半自形で、長柱状ないし短柱状で、淡緑色ないし淡褐色の多色性がみられる。単斜輝石には単純双晶や集純双晶がみられる。鏡下の視野内では、斜方輝石が単斜輝石よりも多い。普通角閃石は自形ないし半自形、菱形および長柱状で、緑色ないし淡緑色の強い多色性を呈する。

c. 角閃石安山岩－斑晶鉱物は、斜長石、普通角閃石、単斜輝石、斜方輝石、不透明鉱物よりなる。普通角閃石は自形ないし半自形で、菱形、長柱状をなし、緑色ないし淡緑色の強い多色性を呈している。石基は短柱状の斜長石の間をガラスが埋めるガラス基流組織をなす。

d. 国崎安山岩溶岩（第5図版－6）－普通角閃石含有複輝石安山岩である。斑晶鉱物は斜長石、斜方輝石、単斜輝石、普通角閃石より成る。斜長石は自形ないし半自形、長柱状で、累帯構造、アルバイト式双晶が顕著に見られる。斜方輝石は単斜輝石に比べてかなり多い。石基は微小な斜長石の間をガラスが埋めるガラス基流質組織をなす。

(4) 鳳上岳凝灰角礫岩・女島凝灰角礫岩

1) 鳳上岳凝灰角礫岩 (Houjyoudake tuff breccia)

大塚(1966a)および大塚・古川(1988)では鳳上岳凝灰角礫岩については、「上原玄武岩」の中に総括されており、また詳細な記載もなされていない。したがって、本稿では上原玄武岩とは別に記載する。本岩は上原玄武岩とともに、加津佐層を整合的に被う。同玄武岩溶岩の流出に先立つ玄武岩の初期の活動に関係した堆積物である。上原玄武岩は逆帯磁し、古地磁気学的に南串山層の下部の堆積時とおそらくは同時期の噴出物である可能性が大きいことから、鳳上岳凝灰角礫岩は女島凝灰角礫岩とともに口之津層群に含めた。

分布：加津佐町と南有馬町との境界をなす鳳上岳付近

層厚：50m

層位・岩相：玄武岩の角礫を主とした層理を有する凝灰角礫岩層である。玄武岩の角礫は細礫～中礫で、しばしばチャートや石英の円礫も含まれているのが特徴である（第11図版－7，8）。鳳上岳凝灰角礫岩は全体的にみると硬く固結しており、鳳上岳の山麓付近では、崩壊した凝灰角礫岩の岩体が点在している。鳳上岳山頂では、草木に覆われ、わずかに小露頭が見られるが、ここでは上原玄武岩がこの凝灰角礫岩を被っている。

2) 女島凝灰角礫岩 (Mejima tuff breccia)

大塚(1966)は女島凝灰角礫岩を、「古期岩を含む凝灰角礫岩」として、その層位を口之津層群堆積の初期の堆積物と考えた。しかしながら、その後の調査で、同凝灰角礫岩が鳳上岳凝灰角礫岩に層相と構成礫種が類似していることや、加津佐層以降に出現している二枚貝のヤグラニシキの化石を礫として含んでいることから、同凝灰角礫岩を鳳上岳凝灰角礫岩と同じものであると結論した。

分布：加津佐町女島、岩戸、道原、口之津町富士山

層厚：約100m

層序・岩相：女島・岩戸・道原・富士山においては、円形ドームを形成し、この一帯における際立った景観をなしている（第6図－1，2）。全体として中礫サイズの玄武岩礫や角閃石安山

岩礫、複輝石安山岩礫、流紋岩質岩角礫やスコリアの他、石英の円礫を含み、これらはよく成層している。女島では葉理面は約 50° の急傾斜をなしており、付近一帯の大屋層が 5° 内外の緩傾斜をなすのと大変際立っている（第6図版-3, 4, 5）。また、この中には、加津佐層上部や北有馬層に特徴的に産する二枚貝化石のヤグラニシキの化石を発見した（第6図版-7）。女島凝灰角礫岩の山体は白浜に面した南側では、大屋層下部層のシルト岩とは断層で接している（第6図版-3）。断層面の走向は $N90^\circ \sim N100^\circ E$ で、付近のシルト層は約 20° の角度で女島の岩体側へ傾いている。凝灰角礫岩の岩体には、付近の大屋層のシルト層が約1.5mの幅で岩脈状に入込んでいるのが見られる。

地質時代の地滑り岩体：女島凝灰角礫岩と鳳上岳凝灰角礫岩とは岩相的にも構成礫種も極めて類似しており、同時期に形成されたものと考えることが可能である。女島・岩戸・富士山の各山体はかつては愛宕山や鳳上岳とほぼ同じ標高に形成されたものと推定できる。その後、いくつかに分割された山体が現在地へ移動してきたものと考えられる。女島では大屋層のシルト層はこの凝灰角礫岩とは断層接触をして、また著しく乱され、一部では凝灰角礫岩へ岩脈状に入り込んでいる。従って、女島凝灰角礫岩は大屋層のシルト層がまだ十分に固結しないうちに、この場所へ移動してきたことは疑いない。

岩戸山では、この凝灰角礫岩層の周りのシルト岩との間に滑り面を伴っている。また、この周りの砂質シルト層からは貝の印象化石を産する。このような岩質は加津佐層の最上部の砂層に相当する。口之津層群堆積後の大規模な地滑りが起こらなかったとすると、加津佐層が海水準のレベルまで分布していることになるが、これは加津佐断層以東における同層の分布レベルとはかなり異なる。これらのことから考えると、岩戸の女島凝灰角礫岩の山体が地滑りによって現在の地点へ移動する際に、加津佐層の一部も大岩塊として一緒に移動してきたか、または、断層でもって加津佐層がこの位置へ移動してきた後に、女島凝灰角礫岩の山体がやってきた可能性も考えられる。鳳上岳周辺では加津佐層の構造とほぼ調和的で、また上原玄武岩が逆帯磁していることから、南串山層の複輝石安山岩と同期に形成されたと推定される。

(5) 上原玄武岩 (Uehara basalt) と愛宕山玄武岩 (Atagoyama basalt)

大塚 (1966) が記載した「上原玄武岩」から大峰玄武岩を除いたものに相当する。大塚 (1966) では北有馬町北西方に分布する2枚の玄武岩は共に上原玄武岩に含めた。しかし、前述のように、本稿では、下部の玄武岩は層位的に「八良尾玄武岩」として北有馬層に含めた。一方、上部の玄武岩は正帯磁することから、逆帯磁する上原玄武岩から区別し、結局、「諏訪池玄武岩」に含めた。

層位関係：上原玄武岩と愛宕山玄武岩ともに、カンラン石玄武岩であり、大屋層を傾斜不整合に被い、また上原玄武岩は加津佐層に対しては、地質構造上、調和的である。また、両岩体ともに、岩石残留磁気の極性は逆帯磁を示す。このことから、両玄武岩の活動時期は、古地磁気層序学的には、逆帯磁を示す南串山層の下部から中部にかけての層準の堆積時期にあたる。

A. 上原玄武岩

分布：南有馬町上原から鳳上岳、荒尾、宮野木場、高瀬木場付近に点々と分布する。また本岩起源と考えられる風化物が中谷から大河内、宮野木場、座木付近に分布する。上原では標高290mの台地を形成している。

この玄武岩はその分布地域ごとに、その分布高度が異なっており、風化程度も異なっている。その説明として、地形的に高所から旧地形の低地を埋めるように溶岩が流れた結果であるとする

考え方もできるが、一方、これら各地に点在する玄武岩のすべてが一連の噴火活動によるものではなく、複数の活動によって現在のような分布をするようになったと見做すことも出来、この問題については、さらに今後の研究をまたなければならない。

層厚：南有馬町上原で約30m。

岩相：暗灰色を呈するカンラン石玄武岩で、肉眼でもカンラン石が認められる。上原では柱状節理が著しく発達している（第7図版－4）。南有馬町高瀬木場では、風化しているものの、玄武岩の岩体が見られる。荒尾から大峰西方にかけてはかなり風化している。本岩は鏡下においては、構成鉱物はカンラン石、普通輝石、斜長石であり、ピロタキシチック組織状の産状を呈する（第7図版－5，6）。

B. 愛宕山玄武岩

分布：加津佐町東方の愛宕山の標高150m以上に分布しており、同山の西側斜面に好露出がある。岩相および鏡下観察：本岩も上原玄武岩と同様にカンラン石玄武岩であり、岩石は肉眼的には両者はほとんど区別できない（第7図版－4）。鏡下では、石基は斜長石の間を輝石や不透明鉱物が埋める間粒状組織をなし、斜長石は斑晶鉱物の周りを流れるように配列している。斑晶鉱物はカンラン石からなる。半自形ないし他形で、最大長径1.5mmである。

(6) 西正寺層 (Saishouji Formation)

従来、北有馬町西正寺から大丸にかけて分布する砂礫層とシルト層は、南串山層の整合的に累重し、北有馬層の一部であると考えられてきた（大塚，1966a，70）が、その後、田中（1985MS）は、これらは「南串山層を不整合に被い、北有馬層によって不整合に被われる地層」とし、これを西正寺層とし、南串山層と西正寺層の不整合を示す露頭の記載を行なっている。大塚・古川（1988）も西正寺層を口之津層群における新しい地質単位として認めた。

分布：北有馬町西正寺および山之神から大丸にかけての一带。

層厚：75m

層序・岩相：本層はシルト層と細粒砂層の細互層、礫層、シルト層より成る。本層の最下部には大礫・中礫を主とする基底礫岩が分布する。坂下東方約500mの大丸付近の町道沿いの露頭では、やや固結し、南東へ約15°傾斜した凝灰角礫岩層を、やや起伏した不整合面を境にして、巨礫と大礫を主とした西正寺層の基底礫岩から始まる層が被っている（大丸の不整合；第7図版－1～3）。同礫層の基質の砂は下位の南串山層のよりも固結していない。礫種は、南串山層起源の安山岩礫がそのほとんどを占め、比較的円磨されており、長径は一般に7～25cm程度であるが、最大1mに達する。この不整合は、大丸付近の坂下川支流の河岸や、山之神の西正寺川底にも露出している。

礫層の礫種はチャートが主で、その他に砂岩や石英などからなり、大屋層の礫種に類似している。一般に、下部では南串山層起源の安山岩礫が主で、上部ほどチャートや砂岩が卓越してくる。シルト層と細粒砂層の互層、無層理の青灰色シルト層は西正寺川川床に好露出がある。シルト質砂層には、しばしば砂管が見られ、同層が浅海成であること示している。有機質泥層からは、松柏類 *Picea cf. koribai* の球果化石を産した。

(7) 大峰玄武岩 (Omine basalt)

西正寺層に整合的にのるカンラン石玄武岩である。大塚・古川（1988）の命名による。倉沢・高橋（1959）は西正寺はら採集した玄武岩をアルカリカンラン石玄武岩として記載している。大

塚 (1966a, 1970) は大峰付近に分布する玄武岩を上原の台地をなす上原玄武岩と一連のものと見做した。その後大塚・古川 (1989) はこの玄武岩を西正寺層の最上部に累重した同層の 1 メンバーとしての「大峰玄武岩」識別し、これを北有馬層の下位に位置づけた。しかしながら、同玄武岩の産状や岩石学的な記載もなされていない。

層位関係：西正寺層に整合にのり、海成層の北有馬層に不整合的に被われるカンラン石玄武岩で、2 枚の玄武岩 (OM1, OM2) およびその間に挟在される凝灰質砂層からなる。

分布：南有馬町大峰の有馬川河岸一帯およびその対岸の北有馬町西正寺。

模式地：南有馬町大峰

層厚：約 50m

層序。岩相：大峰玄武岩はカンラン石玄武岩である。大峰では、平行葉理が発達した凝灰質の砂層 (1.8m) を挟んで、上下 2 枚の玄武岩から成る本玄武岩が見られる (第 8 図版-4)。下部玄武岩 (OM1) は層厚 4 m。その下半部から中部にかけては、柱状節理が発達しており、その上部はかなり発泡がよく、また、その最上部付近は赤色化している。この下部玄武岩と下位の西正寺層最上部の弱固結した黄褐色砂層との接触面は極めてシャープに接し、ところによっては玄武岩の熱によって、焼けて赤色化している (第 12 図版-2)。この境界部において、玄武岩には自破碎は見られず、柱状節理が発達する (第 12 図版-1, 2)。

下部玄武岩にのる黄褐色凝灰質砂層は層厚 1.8m で、葉理が見られる。この砂層の下部には下部玄武岩 (OM1) から削剥された直径 30cm の巨礫が見られる。また、この砂層の最上部付近は赤色化しており、これは上部玄武岩 (OM2) が被覆した際の溶岩の熱によって焼かれた結果である (第 7 図版-5)。

上部玄武岩 (OM2) は層厚 1.4m。その最上部はかなり発泡しており、下位の砂層との接触面はやや波打っているものの、かなり平坦である。この玄武岩の下部から中部にかけては塊状で、不規則な節理が多数見られる。上部は下部玄武岩 (OM1) と同様に非常に発泡がよく、また赤色化して風化帯をなしている。

大峰玄武岩を不整合関係で被う北有馬層基底の砂礫層との境界はシャープであるが、砂礫層には、大峰玄武岩から削剥された玄武岩礫を取り込んでいる。従って、大峰玄武岩が寝食されたことは明らかである。

2 枚の玄武岩は基本的には同じ岩石学的には同じカンラン石玄武岩である。すなわち、斑晶としてカンラン石を含み、普通輝石を含む。下位玄武岩に比べて、上位玄武岩の斑晶がやや多く、大きさもやや大きい (第 8 図版-6, 7)。

大峰玄武岩は坂下川および有馬川沿いに分布する西正寺層と構造的に調和的である。また、大峰玄武岩と北有馬層との関係については、大峰玄武岩最上部に侵食面を伴うことや、西正寺層が南へ約 15° 内外の傾斜を示すのに対して、北有馬層は水平か、南東方向へ 4 ~ 5° のやや緩傾斜をなす。従って、北有馬層は大峰玄武岩に対して軽微な不整合であると見做し得る。

(8) 北有馬層 (Kitaarima Formation)

大塚 (1966) の命名による。大塚 (1966, 1970) では、北有馬層と加津佐層・南串山層とは同時異相関係にあるとした。その後、大塚・古川 (1988) は南串山層と北有馬層の間に西正寺層、大峰玄武岩を識別し、結局、北有馬層は口之津層群における最上部層とした。

模式地：北有馬町日之江城址、西田平北方の沢

層厚：200m+

分布：北有馬町一帯，南有馬町北部の北岡―大峰間

層序・岩相：シルト層，砂層，砂質シルト層およびその互層を主とし，細礫～中礫層を伴う。大峰付近では，本層は大峰玄武岩の侵食面を被う基底礫層の細礫層（6 m）および細粒砂層（25m）から始まる。模式地の日之江城址―西田平―面広ルートおよび今福―堀切にかけて沢沿いに，本層の典型的な露出がある。全体としてみると，下部80mは細礫層・粗粒砂層・シルト質砂層からなり，浅海性の貝類化石や腕足貝化石を多産する。細礫層からはムカシマンモス類（*Mammuthus* 属）のプロキシムスゾウ（*M. armeniacus proximus*）の臼歯化石を産出した。中部60mは青灰色シルト層・細礫層・スランプしたシルト層および砂層からなる。日之江城址および谷側付近の砂からは象科マム―サス属のプロキシムスゾウ化石を産した。田平北方の出口集落付近の砂層からは，ステゴドン属のアケボノゾウ *Stegodon aurorae* の化石を産した。

(8) 八良尾玄武岩 (Hachirao basalt)

西部の大丸から前谷にかけての沢沿いには，南串山層を被って上下2枚の玄武岩が分布している。下位の玄武岩は八良尾から前谷・後谷にかけて分布し，これらは大塚（1966）が諏訪池玄武岩に対比し，北有馬層中への進入岩体であるとしたものである。大丸から前谷にかけての沢沿いには貝化石を含む北有馬層が分布し，これらは下位の玄武岩の上位にある可能性が強いことなどから，これを八良尾玄武岩と命名し，上位の諏訪池玄武岩から区別した。八良尾東方の沢の中に露出する玄武岩の上位のシルト層から玄武岩礫を産したが，この玄武岩礫は八良尾玄武岩が侵食された結果もたらされたものと解釈できる。また，前谷ではこの玄武岩の下位の北有馬層は赤褐色に焼けており，また，南串山層の上をこの玄武岩が不整合に被っている（第8図版―3）。これらのことから，本玄武岩は進入岩ではなく，地表へ流出したものと解釈できる。

この玄武岩は八良尾付近では柱状節理の発達著しい。非常に緻密で，肉眼でも1 mm大のカンラン石結晶が認められる。鏡下では斑晶鉱物としてカンラン石が，石基には普通輝石がしばしば認められる（第9図版―4）。

八良尾玄武岩の層準については，この玄武岩が北有馬層堆積の初期に流出した可能性が高いことから，大峰玄武岩に対比されることも考えられるが，八良尾玄武岩が正帯磁，大峰玄武岩が逆帯磁していることから，その可能性はなく，大峰玄武岩の上位に確認されている松山逆磁極期末期の Jaramillo event 期に相当すると考えられる堆積物に対比される可能性がある。

3. 諏訪池玄武岩 (Suwanoike basalt)

大塚（1966a）の命名による。

分布：南串山町北東部および北有馬町北西部地域。

層位・岩質：諏訪池玄武岩は口之津層群を不整合に被っており，北有馬町前谷付近で，前谷層に被われる。諏訪の池玄武岩と北有馬層とが直接接している露頭はまだ確認できていないが，同玄武岩の分布高度と産状からみて，北有馬層を不整合に被うものと判断される。

南串山町北東部の日原～加例川一帯では，南串山層を被っており（第8図版―2），その接触部では南串山層が玄武岩によって赤く焼かれているのが観察される。岩石は肉眼では灰色を呈し，カンラン石の結晶が見られる。

北有馬町では，高峯，下湯，大谷―八反間にかけて小分布をなす。節理が著しく発達したカンラン石玄武岩で，その岩体の下部から中部にかけては塊状をなし，最上部は発泡している。上位の前谷層との不整合面は著しく起伏している。岩石は暗灰色ないし黒灰色を呈し，風化が進行す

ると灰色となる。

鏡下観察：南串山町日原採集。斑晶鉍物の鉍物は半自形ないし他形で、インディングス石に置換されて、縁が褐色を呈している。石基は細粒な斜長石の間を輝石や不透明鉍物が埋める間粒状組織をなし、斜長石は斑晶鉍物の周りを流れるように配列している（第9図版－8）。北有馬町大谷北方の玄武岩は、構成鉍物がカンラン石、普通輝石、斜長石から成り、ピロタキシチック組織をなす（第9図版－1）。

4. 前谷層（Maedani Formation）

分布：北有馬町八反間および前谷西方

模式地：北有馬町前谷

層厚：約5 m

層位関係：諏訪の池玄武岩を不整合に被い、高峰安山岩に不整合に被われる。

層序。岩相：本層はシルト層、中粒砂層、凝灰質シルト層、砂礫層からなる。最下部では比較的淘汰の悪い細粒砂よりなり、葉理が発達している。その上位には砂礫層がのる。この砂礫層には3 cm以下の亜円礫ないし円礫を含み、基質はシルトないし粗粒砂層よりなる。上部では主として細粒ないし中粒砂よりなり、スランプ構造が顕著に見られる。本層は北へ約25°前後で傾斜しているが、これは広範囲の構造運動の結果というよりも、その後の火山岩の貫入などによる地域的な狭い範囲の事象であると考えられる。本層の上部では玄武岩の角礫をごく稀に含んでおり、この礫が著しく発泡していることから、この礫が諏訪原玄武岩からもたらされたことがわかる。

5. 出口層（Ideguchi Formation）

分布：北有馬町出口および堀切北東方一帯

模式地：北有馬町出口

層厚：約20m

層位関係：北有馬層を不整合に被い、高峰安山岩または竜石層に不整合に被われる。北有馬町北東部の出口および堀切北東方において、本層が北有馬層を削り込んで堆積しているのが見られる（第10図版－7）。堆積後の地層の大きな変位や変形は認められない。

層序・岩相：本層は最下部に角閃石安山岩の角礫を含み、軽石を多量に含んだ凝灰質砂層および凝灰質シルト層から成る。角閃石安山岩の角礫は最大40cmに達し、平均5～15cm大のものが多。灰色～暗灰色を呈し、角閃石の結晶が肉眼でも観察できる。凝灰質砂層は黄褐色で、平行葉理が発達し、著しく淘汰が悪い軽石の粒子の密集部を挟む。また、往々最大30cmの、比較的発泡度の良い軽石礫を含んでいる。軽石中には角閃石や斜長石の比較的大きな結晶が観察される。凝灰質シルトは淡褐色を呈し、比較的固結している。

出口から面広へ通じる広域農道沿いの露頭では、上記のような岩相がみられる。堀切北東方（山嶽）では葉理の発達した凝灰質砂層が卓越している。北有馬層との境界（第10図版－5）では5～30cm大の角礫を含んでいる。

角閃石安山岩の角礫の鏡下観察：出口層の角閃石安山岩角礫の構成鉍物は、褐色普通角閃石、斜方輝石、斜長石などからなり、流理構造のガラス基流質組織を呈する。角閃石は自形を呈し、まれに3 mm大の斑晶が認められるが、それは量比的にかなり多い。斜方輝石は角閃石に比べて比較的少ない。基質には斜長石の微細な斑晶が多く認められる。

6. 高峯安山岩 (Takamine andesite)

分布：北有馬町出口～面広間，高峯，下湯，大谷北方などにおいて地形的な高まりを形成している。

模式地：北有馬町高峯および出口

層厚：模式地において約40m

層位関係：高峯安山岩は，出口においては出口層および北有馬層を，大谷北方では諏訪の池玄武岩と前谷層をそれぞれ不整合に被う（第9図版－6）。大塚（1966）は同安山岩と南串山層とが同時異相としたが，この説は否定される。なお高峯安山岩は東方の西有江町における塔之坂安山岩に対比される。

層序・岩質：高峯安山岩は複輝石安山岩溶岩および同岩質凝灰角礫岩よりなる。本安山岩溶岩の下位には，最大直径2mの巨礫を含んだ複輝石安山岩質凝灰角礫岩を伴っている。この凝灰角礫岩にはしばしば葉理が顕著に発達しており，このことは，同岩の水中堆積を示唆する。本安山岩は灰色から暗灰色を呈し，緻密で，斜長石の斑晶（1mm～0.5mm）が肉眼でも観察できる。構成鉱物は普通輝石，斜方輝石，斜長石からなり，ピロタキシチック組織を呈する。普通輝石は自形をなし，短柱状ないし長柱状を呈する。斜方輝石は自形をなし，長柱状を呈する。基質には斜長石の微斑晶が顕著に認められる（第10図版－3，4）。

北有馬町出口では，下部に葉理が発達し，最大直径40cmの同溶岩の巨礫を含んだ凝灰角礫岩層（層厚30m）があり，この上位に同溶岩がのる。

7. 竜石層 (Tatsuishi Formation)

分布：北有馬町北部一帯および西有家町一帯

模式地：長崎県南高来郡西有家町竜石海岸

層厚：80m+

層位関係：本層は出口において高峯安山岩と北有馬層を，竜石海岸一帯では北有馬層を，西方の前谷，後谷一帯では諏訪池玄武岩・八良尾玄武岩・前谷層・出口安山岩・北有馬層を，それぞれ不整合に被覆している。本層については，フィッション・トラック年代 0.24 ± 0.06 FT. Ma（大塚・岡口，1980）が得られている。

層序・岩相：本層は雲仙火山最初の活動による角閃石安山岩の凝灰角礫岩からなる。角閃石安山岩礫は最大1.5m，一般に5～30cm大で，角礫である。一般に本層の細粒部分には葉理が発達し，本層は少なくとも一部が水中堆積であることを示している。本層は主として，口之津層群から成る旧地形の谷間を埋めて堆積したといった堆積形式ではなく，同層群が深く解析される前の，平坦な旧地形を被覆するように北方から流れてきたものと判断できる。なお本層を構成する角閃石安山岩は灰色からやや赤みを帯びた灰色を呈し，最大6mmの角閃石，最大5mmの斜長石の斑晶を含む。

8. 大江層 (Oe Formation)

本層は従来，阿蘇火砕流堆積物の侵食谷を埋めて堆積したされたことから，九州における第四紀後期の重要な層準を占める海成層として注目されてきた（Amano, 1953；有明海研究グループ，1965）。この考えは，大塚（1966，1970）によっても踏襲された。しかし，渡辺（1982，1983）は，大江層が阿蘇火砕流堆積物の下位にあることを指摘した。

模式地：南有馬町原城跡南西端の海食崖。

層厚：9 m.

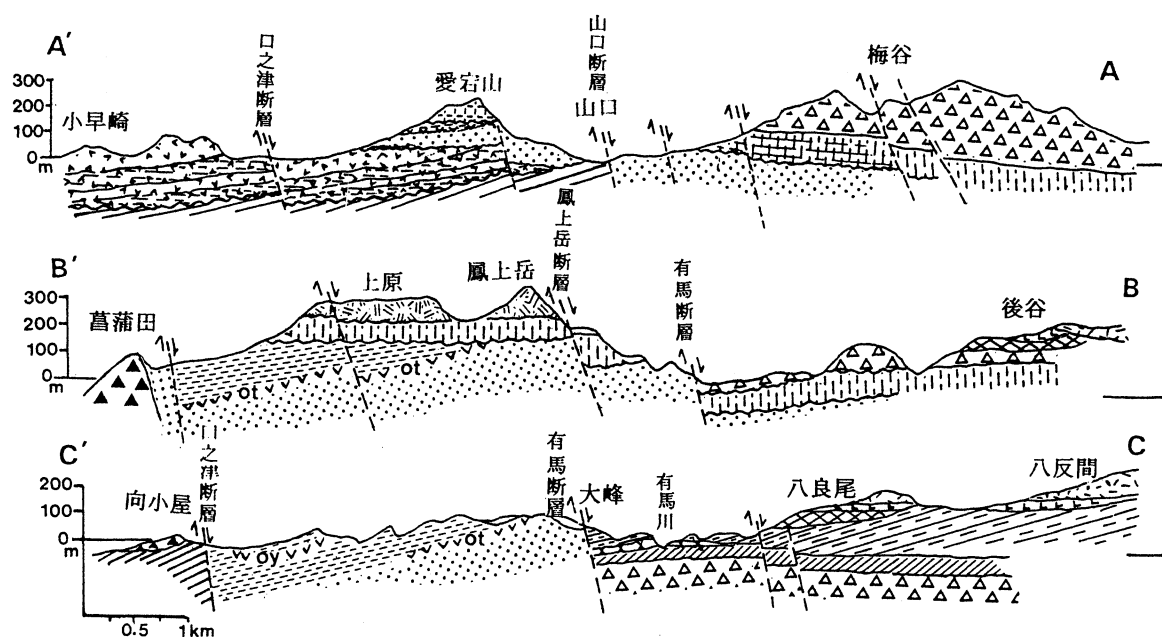
分布：南有馬町原城跡、浦田西方の標高10～25mに分布

層位関係：下位の口之津層群大屋層上部層を不整合に被い、阿蘇火砕流堆積物によって、不整合に被われる。

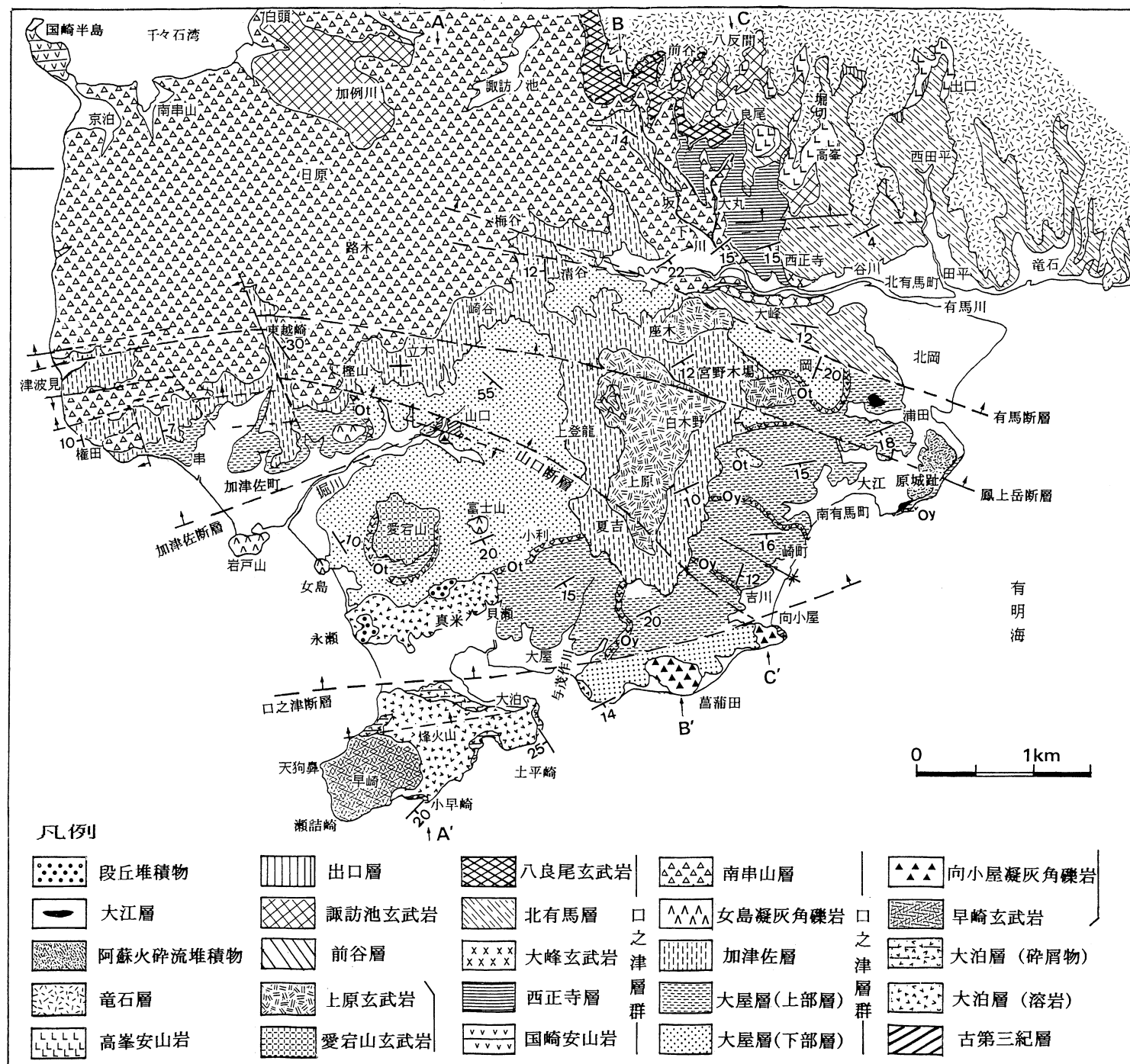
岩相・層序：模式地の原城跡南西端の海食崖では、大屋層の大屋火砕流堆積物の侵食谷を埋める砂礫層・シルト層・貝化石層などから成る。最下部に約3 mの砂礫層があり、貝化石床「大江貝層」を伴う。砂礫層は細粒砂および細礫からなり、淘汰は不良である。貝化石床は二枚貝・巻貝・サンゴ片・有孔虫化石の密集から成り、砂礫が充填する。

浦田西方の丘陵では、大屋層上部層を被う層厚9 mの礫層・砂層・シルト層からなる（第12図版－5，6）。最下部に玄武岩の角礫を主とした基底礫層（50cm）があり、その上位にシルト層・礫層・砂層が累重している。礫種はチャート、脈石英、片岩、花崗岩、玄武岩、安山岩などである。貝化石の産出は見られない。

口之津町加津佐町の町境の久木山一帯から口之津町真米付近の標高約40～50mの丘陵地において、下位の大泊層を被って、玄武岩礫と粗粒砂層からなる段丘堆積物が分布している。これらは、分布高度からみて、南有馬町浦田の大江層に対比される可能性があるが、本稿では中位段丘堆積物として区別しておく。



第6図 島原半島南部の地質断面図（第7図に対応する）



第7図 島原半島南部の地質図(大塚・古川, 1988を一部改変)(Ot: 小利火砕流堆積物, Oy: 大屋火砕流堆積物)

Ⅲ. 島原半島南部の地質構造

島原半島南部に位置する本地域は、中新世から始まったといわれる別府－島原地溝（松本，1979）の中に位置しており，地質構造は東西性の断層構造のよって，特徴づけられている。地質調査の結果，これらの断層群は鮮新世以降，断続的に発生したもので，断層によって形成された陥没地へ堆積作用と火山活動が断続的に行なわれたことを示している。大泊層から口之津層群を通してみると，地層群は全体として南西方向へ緩傾斜している。しかしながら，これらは，その堆積の時期によって，その傾動の程度に差異が認められる。

大泊層および口之津層群は全体として，東北東（ENE-WSW）方向の走向で，南へ5～20°の緩傾斜しているが，傾動の程度は地層の層準によって明らかに差異が認められ，また同期の堆積物でも，断層によって囲まれたブロックごとに異なっている。大泊層の走向は口之津層群初期までの数回の玄武岩の活動によって一定しないが，平均して，南東方向へ20°以上の傾斜を示す。

有馬断層以南の口之津層群についてみると，大屋層は南東方向へ全体として15～20°の傾斜をなしている。一方，大屋層に累重する加津佐層は，有馬断層以南では，加津佐町の模式地一帯および上原一帯ではほぼ水平か，やや南西方向へ10°内外の緩傾斜をなしている。南串山層も断層に近接した地域以外は，加津佐層とほぼ同じ程度傾動している。

一方，有馬断層以北では加津佐層・南串山層・西正寺層ともに，走向 NE-SW 方向で，南東へ15～20°の傾斜をなし，有馬断層以南でのこれらの諸層よりも傾斜が急である。これらを不整合で被う海成層の北有馬層は，走向 NE-SW で，5°内外の緩傾斜をなし，下位層とは明らかな構造的差異が見られる。

このように，島原半島南部の鮮新－更新統は，層準によって，地層の傾動の程度に差がある。このことは，次に述べる島原－熊本地溝内での断層運動によって特徴づけられる造構運動と堆積作用に密接に関係している。

島原半島南部に於ける断層：北有馬町以南における断層についてみると，西北西－東南東（WNW-ENE），東北東－西南西（ENE-WSW），北北西－南南東（NNW-SSE）の3方向のがあり，このうち前2者が卓越している。東西性断層（西北西－東南東性および東北東－西南西性の断層を含む）は北落ちで，北北西－南南東性の断層は西落ちである。

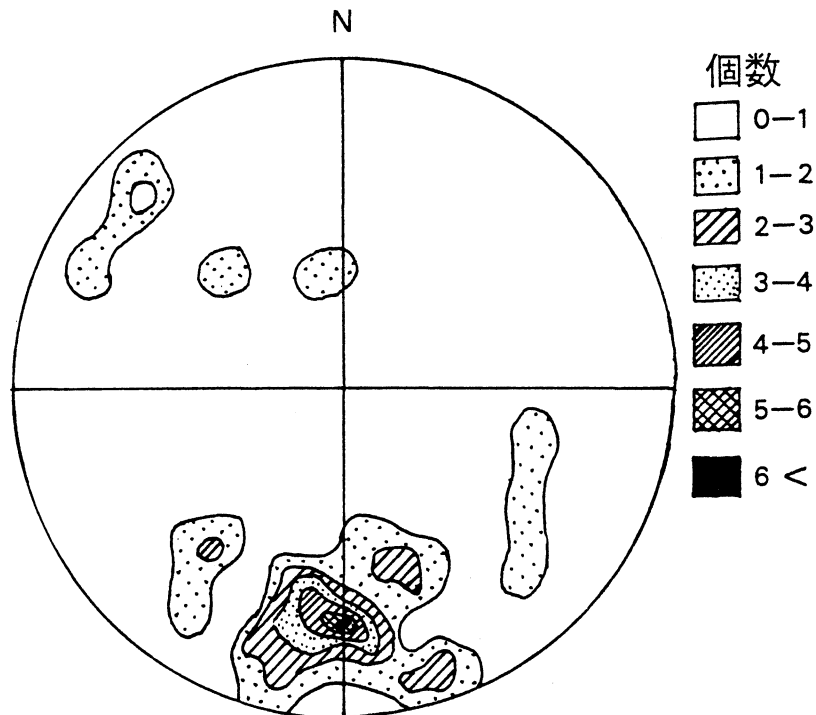
東西性の断層には，本地域の地層の配置に関係した主要断層を含み，南から，口之津断層，山口断層，鳳上岳断層，有馬断層の4つの断層である。

口之津断層は南有馬町向小屋から早崎半島の北側を走る断層で，相対的に北側が落ち，南側が上昇している。口之津層群大屋層が，全体的に南への傾斜をなしていることから，南有馬町宮崎鼻から向小屋にかけての有明海に面した南東海岸には，大屋層最上部が分布するはずであるが，口之津断層によって相対的に断層の南側が上昇し，大屋層最下部の礫層および基盤岩が分布している。この断層による地層の変位量はほぼ100mと見積もられる。口之津断層と平行性のある断層は早崎半島を東西に走り，大泊層を切る**烽火山断層**である。

山口断層は，南有馬町向小屋海岸から加津佐町東越崎付近へ走る北落ち断層である。この断層は，加津佐町山口付近に分布する大屋層と基盤岩の古第三系の間に認められ（井上，1953），この付近の大屋層の走向・傾斜は変化に富んでいる。

鳳上岳断層は，原城址東部海岸から鳳上岳北方を通り，加津佐町東越崎をへて，津波見海岸へ走る北落ち断層で，東部では相対的に約70mほど北側が落ちている。この断層は原城東部海岸および鳳上岳の東部と西部で，実際に露頭で確認できる（第12図版－2，3）。津波見海岸では，

この断層によって南串山層が約30mほど北側へ落ちており、南側の津波見脊椎動物化石群を含む加津佐層の泥岩層と接している。



第8図 口之津層群における小断層面の極の等集中度曲線図

有馬断層は、南有馬町荒尾付近から有馬川上流の梅谷へ走る北落ち断層である。梅谷では約70mの落差が見られる。荒尾付近では、落差は100mを超え、大屋層と北有馬層が断層を境に接している。これらの傾向から、この断層は蝶番断層の可能性が強い。

加津佐断層は、堀川に沿って走る北北東－南南西方向の推定断層である。この断層は、檜山付近に発見された大屋層の鍵層である小利火碎流堆積物の存在によって推定される。この断層は大屋層に変位を与えているが、加津佐層は切っていない。

この他に加津佐町西越崎と東越崎の間を走る断層があり、両越崎間では約50mずれがある。

雲仙地溝に伴う断層としては、島原半島の中・北部に発達する南落ちの千々石断層、北落ちの金浜断層、布津断層、深江断層、仁田峠断層、別所断層がある。本稿で記載した半島南部に発達する東西性断層群は、同半島中・北部の諸断層の先駆的断層活動を表現している。

第2表 口之津層群の層序・絶対年代・化石

Stratigraphic division		Magnetic Polarity	Absolute Age	Vertebrate	Fossils		
					Plant	Mollusca	Foraminifera
Kuchinotsu Group	Tatsuishi F.	●	0.24±0.06 F.T. Ma				
	Takamine Andesite	●	0.50-0.70 K-Ar Ma				
	Suwanoko Basalt	●					
	Kitaarima Formation (200m+)	●		<i>Stegodon aurorae</i>			
	Hachirao basalt	●					
	Omne basalt	○	1.0 K-Ar Ma	<i>Mammuthus armenicus proximus</i> <i>Mammuthus armenicus proximus</i>			
	Sai-Fushoji Tuff (75m)	○	1.43±0.27 F.T. Ma				
	Two pyroxene andesite (lava & breccia) (140m)	○					
	Kazusa Minami-Fushoji Tuff (90m)	●	1.5 K-Ar Ma	Tsubami Vertebrate Fauna <i>Stegodon shodoensis akashiensis</i> <i>Stegodon sp.</i> <i>Cervus (Axis) japonicus</i> <i>Cervus (Nipponicervus) kazusensis</i> <i>Cervus (Rusa) kyushuensis</i> <i>Tomistoma? sp.</i> <i>Trionyx kazusensis</i> <i>Clemmys sp.</i>			
	Kazusa Upper Memb. (260m)	●	1.76±0.22 F.T. Ma				
Oya Formation (460m)	Oya pyroclastic flow deposits	●					
	Otoshi pyroclastic flow deposits	●		<i>Stegodon shodoensis akashiensis</i>			
	Hayasaki basalt	○	1~2 K-Ar Ma	<i>Stegodon cf. insignis</i> <i>Stegodon cf. insignis</i>			
	Mukaigoya tuff breccia	○	1.89±0.16 F.T. Ma				
	Odumari basalt	○	4.60±1.20 K-Ar Ma				
Odumari Formation	Basement rocks	○					

"Metasequoia flora" <i>Liquidambar cf. formosana</i> <i>Glyptostrobus pensilis</i> <i>Carpinus carpinoides</i> <i>Zelkova ungerii</i> <i>Buxus japonica</i> <i>Quercus gilva</i> <i>Fagus crenata</i> <i>Acer pictum</i> <i>Tilia japonica</i> <i>Picea densiflora</i> <i>Picea cf. polita</i> <i>Melia azedarach</i> <i>Sapindus sebiferum</i> <i>Pterocarya cf. palmifera</i> <i>Stewartia monadelph</i>	"Yagurani-shiki transgression" <i>Neverita didyma</i> <i>Mitrella yabei</i> <i>Olive mustelina</i> <i>Ostrea denselamlosa</i> <i>Volachlamys yagurai</i> <i>Anadara subcrenata</i> <i>Ostrea gigas</i> <i>Venestoma lacunosa</i> <i>Barnea dilatata</i>	"Yagurani-shiki transgression" <i>Buccella frigida</i> <i>Propeidulum kushiroense</i> <i>Elphidium kushiroense</i> <i>Ammonia beccarii</i> <i>Cibicides temperatus</i> <i>Cibicides labatulus</i>
--	---	--

"Cool-climate flora" <i>Picea densiflora</i> <i>Picea cf. polita</i> <i>Melia azedarach</i> <i>Sapindus sebiferum</i> <i>Pterocarya cf. palmifera</i> <i>Stewartia monadelph</i>	"Metasequoia flora" <i>Liquidambar cf. formosana</i> <i>Glyptostrobus pensilis</i> <i>Carpinus carpinoides</i> <i>Zelkova ungerii</i> <i>Buxus japonica</i> <i>Quercus gilva</i> <i>Fagus crenata</i> <i>Acer pictum</i> <i>Tilia japonica</i> <i>Picea densiflora</i> <i>Picea cf. polita</i> <i>Melia azedarach</i> <i>Sapindus sebiferum</i> <i>Pterocarya cf. palmifera</i> <i>Stewartia monadelph</i>
---	--

IV. 大泊層・口之津層群の地質時代

口之津層群の地質時代に関しては、これまでに古生物学的資料、放射年代（フィッシュン・トラック年代、K-Ar 年代）ならびに古地磁気層序学的検討がなされ、同層群が更新世前期の前半から更新世中期の前半にかけての約100万年の期間にわたっていることが明らかになっている。

古生物学的資料としては、同層群から産出する哺乳類化石、とりわけ旧象化石に基づく分帯とそれら各帯と九州以北の化石帯との対比論である（大塚, 1967, 1982; 大塚・古川, 1988）。これらの旧象化石帯には加津佐層上部の津波見脊椎動物化石群（Otsuka, 1966b, 1967, 1969）を伴っている。また、これらの化石帯の地質時代と対比の裏付けとして、フィッシュン・トラック年代（岡口・大塚, 1980）や K-Ar 年代（横山ほか, 1982）や古地磁気層序についての予察的研究結果（Kamei and Otsuka, 1979; 大塚・古川, 1988）がある。

一方、早崎玄武岩については、これまでに 約4.6 K-ArMa という値が得られ（横山ほか, 1982）、同岩が鮮新世前期のものであることがわかっている。その後の地質調査とボーリング調査ならびに古地磁気層序学的研究によって、口之津層群の下位に大泊層が識別され、同層群が別府-島原地溝のうち、島原-熊本地溝における最初の堆積物ならびに火山活動による噴出物であることが明らかとなった（大塚・古川, 1988）。

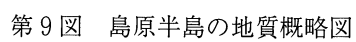
また、筆者等は、最近、大泊層の玄武岩と口之津層群の火山岩類の K-Ar 年代の測定を実施し、従来の放射年代のデーターの欠如していた層準の地質年代を明らかに出来た。それらの新しいデーターはこれまでの時代論の大枠を変更することにはいたっていない。また、古地磁気層序の再検討を行い、大泊層が、ほぼ Gauss の正磁極期に、口之津層群が Matuyama 逆磁極期の前半から、Brunhes 正磁極期の前半にわたることが明らかになった。これまでに得られた以上のデーターを基に、島原半島南部一帯における地質層序と年代ならびに対比表を第1表から第3表に示した。

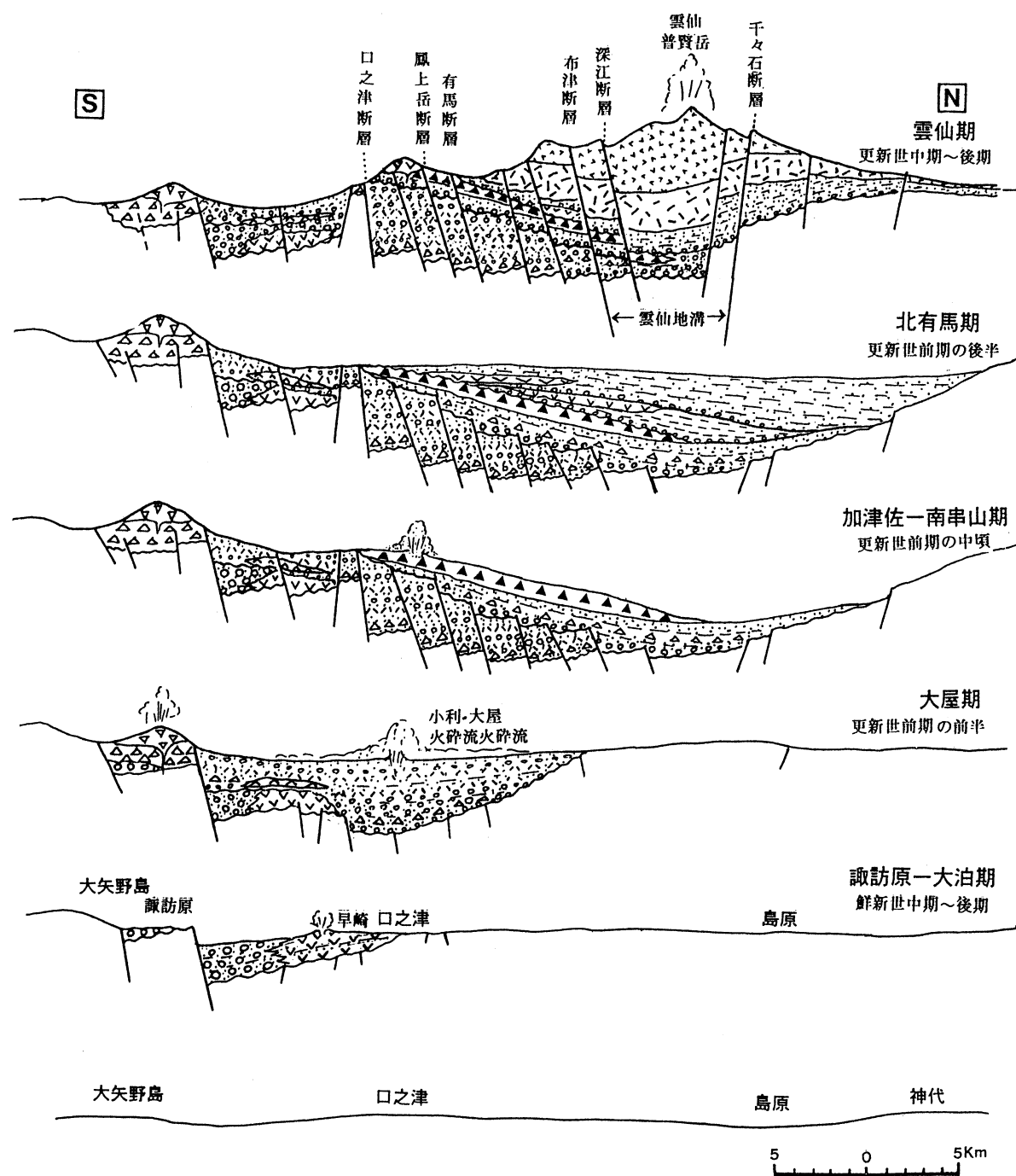
V. 島原半島の地質構造発達史

島原半島における口之津層群は全層厚850mで、全体として、東西性の走向で、南へ20°以内の緩傾斜している。半島南部の同層群は全体として、東西性断層断層によって、北側へ階段状に落ちており、このために西有江町以北では地表へは露出していない。一方、半島北部では千々石断層の断層崖に沿った数ヶ所で、口之津層群のおそらくは北有馬層の小露出が見られ、また、半島北端の神代町付近の試錐では、海水面下103mで、竜石層の下に北有馬層が少なくとも320mの厚さで確認される（大塚, 1966）。雲仙地溝内の島原市でも貝化石を含む北有馬層が確認されている。

島原半島の南北地質断面図をみると、口之津層群および雲仙火山噴出物は、雲仙地溝の北側では南へ、南側では北へそれぞれ階段状に落ちている。また、それらの断層運動の活動時期は、大泊層の堆積開始時から、雲仙地溝の形成期までの何回かの異なった時期に断続的に起こっており、それぞれの時期には、淡水成層や海成層の堆積および玄武岩や安山岩の活動が起こっている。島原-熊本地溝の発達史は、断層運動と堆積盆地の変遷という観点から、次の5つの時期に分けて考えることができる（第10図）。

諏訪原-大泊期：大分-熊本線に沿って形成された半地溝的陥没盆地への諏訪原層と大泊層の堆積した（鮮新世中期～後期）。口之津層群初期における石英含有角閃石安山岩（菖蒲田安山岩）の活動以前に、島原半島南端から現在の有明海南部一帯にかけて、南部では断層崖にそって古期





第10図 島原—熊本地溝発達概念図

岩の円礫層を主とした粗粒層の堆積が、北部の口之津地域では玄武岩（大泊玄武岩）の溶岩とその碎屑物を主とした堆積作用があった。

重力探査データによると、大矢野島の北西海岸に沿って、北東から南西へ走る等重力線があり、それは北西へ向かって急激な重力傾斜を示しており、それは、現在の有明海南部一帯に低重力地帯を形成している。このことは、新第三紀末の著しい沈降帯の存在を示唆している。大矢野島北西部に分布し、礫相から成る諏訪原層が対岸の島原半島南部に分布しないことからみて、当

時の陥没地は北西側に厚く、南東側に深い、半地溝状のものであったことが推定できる。なお、鮮新世初期を示す大泊層と諏訪原層とはどちらも同地溝における最初の角閃石安山岩の活動前の同時期の堆積物であると見做した。

大屋期（更新世前期の前半）：諏訪原—大泊期の陥没盆地は第四紀更新世前期に入ると、北方へ拡大し、地溝全域へ淡水成層の太屋層を堆積せしめた。同層はチャート・石英・片岩などの古生層起源の礫を主とするが、これらは東方の九州山地から流入する河川によって、地溝へ運ばれた。河川式の堆積の開始の初期から中期にかけて、カンラン石玄武岩（早崎玄武岩）と角閃石安山岩（菖蒲田安山岩）や同岩質の火砕流の活動があった。大屋期の末期には陥没運動は休止し、侵食期があった。その後、東西性北落ち断層によって、堆積物はブロック化した（約160万年前）（小利の不整合；第4図；第4図版—5）。

加津佐—南串山期（更新世前期の中期）：大屋期末の断層運動と傾動運動後、地溝は再度沈降を始め、初期には淡水成層および浅海成層の加津佐層を堆積せしめ、後期には複輝石安山岩および角閃安山岩の活動が島原半島西部海域（千々石湾地域）に始まり、厚い南串山層の火砕岩と溶岩を堆積させた。この時期に、口之津地域においてはカンラン石玄武岩の活動があり、同岩質の碎屑岩（鳳上岳・女島凝灰角礫岩および溶岩（上原玄武岩・愛宕山玄武岩）を流出した。この期の末期には短い侵食期（大丸の不整合；第7図版—1, 2）を挟んで、淡水および内湾性の堆積が始まり（西正寺層を堆積させ、また玄武岩（大峰の玄武岩）を流出した（約100万年前）。鳳上岳・有馬の両断層は南串山層を切っている。また西正寺層の堆積が有馬川以南に分布していないことや、地層の傾動が著しいことからみて、有馬断層の活動がすでに本期の後期には地溝性陥没地を形成するほど活発化していたものと見做される。

北有馬期（更新世前期の後半～更新世中期の前半）：加津佐—南串山期末期の大峰玄武岩の活動の後、鳳上岳・有馬断層で代表される東西性北落ちの断層活動は継続しており、陥没地には海水の本格的な侵入があり、北有馬層を堆積せしめた。地溝内へ海水が侵入がどこから行なわれたかについて説明する十分な資料はない。しかし、雲仙地溝とその北部にも北有馬層が厚く堆積していることからみると、それは、それは現在の千々石湾方向からの侵入であった可能性がある。本期の初期にはカンラン石玄武岩（八良尾玄武岩）の活動があり、その後、その末期には複輝石安山岩溶岩（高峯安山岩）およびカンラン石玄武岩（諏訪池玄武岩）の流出があった（50～70万年前）。

北有馬層の堆積後で、雲仙火山の最初の噴出物である竜石層堆積以前には、口之津層群は有馬・鳳上岳両断層で代表される東西性北落ち断層の最後の活動によって、北側（地溝の中心）へ落ち、ブロック化した。この両断層の落差総計は約100mで、この値は雲仙期の深江・布津両断層の落差総計に匹敵する。第8図は口之津層群において確認された小断層の極をシュミットネット網上に投影して描かれた等集中度曲線図であるが、この図から、口之津層群には東西性断層が卓越すること、ならびに当時、地溝一帯がテンションの場であったことがわかる。

雲仙期（更新世中期～完新世：竜石層や雲仙火山の溶岩円頂丘群などを構成する山陰系火山岩類（松本，1963）の噴出と、これらを切る東西性断層群の活動期であり、島原—熊本地溝内に最大幅8 kmに及ぶ雲仙地溝を形成し、これらの断層群は雲仙地溝北側の壁をなす、南落ちで、最大落差300mに達する千々石断層として、また、南側の北落ち布津・深江断層や金浜断層として表現されている。竜石層の年代（約24万年前）からみると、雲仙期の断層運動は更新世中期以降となる。また、これらの断層群が舞岳・矢岳などの更新世後期の雲仙火山岩類（2～3万年前）を切っていることから、雲仙地溝の形成は更新世最末期ということになる。

Ⅵ. 結 論

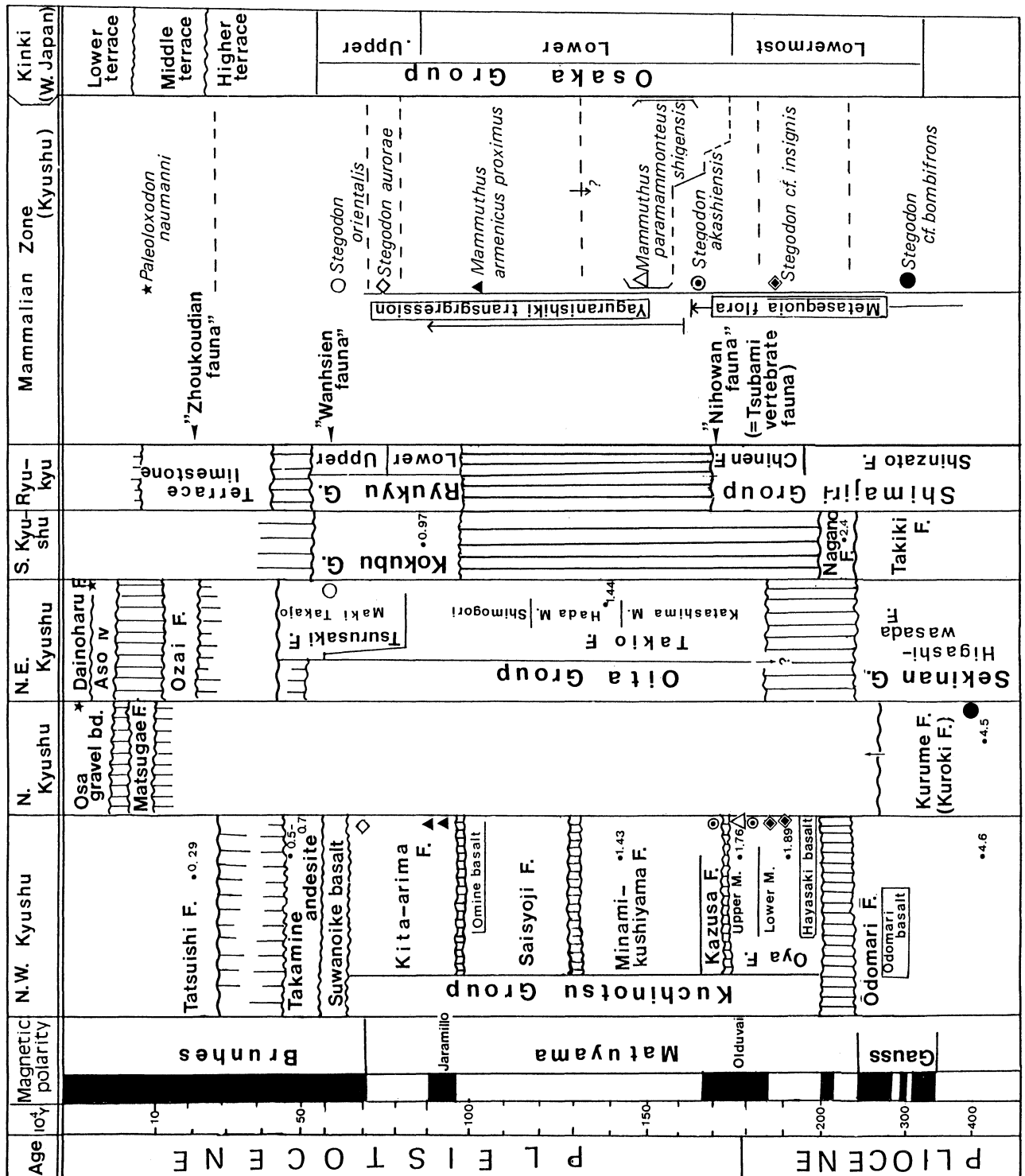
本研究の結果、次の諸事項が結論として得られた。

1. 島原半島南部の地質・層序の再検討の結果、従来提唱されている口之津層群の下位に、玄武岩を伴う鮮新世の大泊層を識別した。同層は島原―熊本地溝の最初の半地溝性堆積物である。
2. 口之津層群の層序の再検討の結果、淡水成の大屋層と淡水・浅海性の加津佐層の間に傾斜不整合を確認したほか、南串山層の上位にあり、海成の北有馬層によって不整合に被われる半鹹・半淡水成の西正寺層を識別した。
3. 上原・愛宕山玄武岩両玄武岩は鳳上岳・女島の両凝灰角礫岩とともに、逆帯磁をしており、複輝石安山岩からなる南串山層とほぼ同時期の噴出物である可能性が高くなった。
4. 大泊層から口之津層群までの地質時代は、鮮新世初期から更新世中期の前半にわたる。これらの層序に見られる地層ごとの傾動量の差異および不整合の形成は、島原―熊本地溝における断続的な地溝の活動期および休止期を反映している。
5. 島原―熊本地溝の構造発達史を、初期から後期にかけて、①諏訪原―大泊期、②大屋期、③加津佐―南串山層期、④北有馬期、⑤雲仙期の5期に分けることができる。

Ⅶ. おわりに

本稿では島原半島南部の地質についての新知見を記載した。なお、本地域の古地磁気層序学的研究結果については、別報に報告する予定である。

第3表 対比表



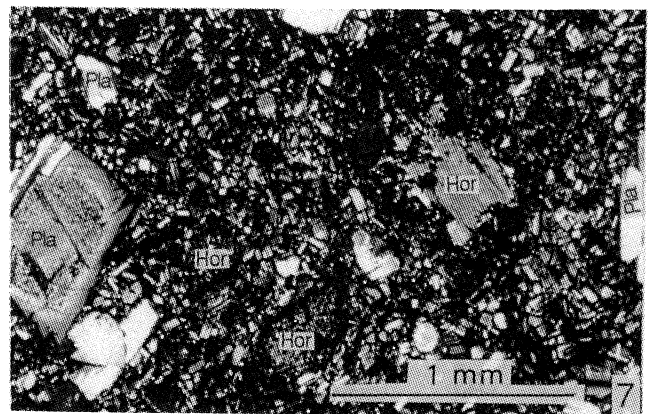
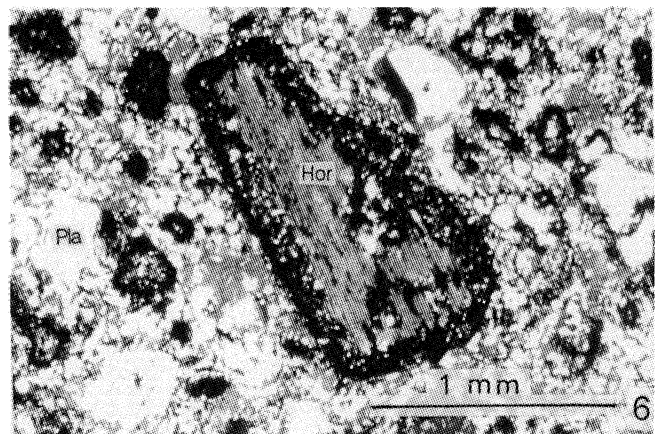
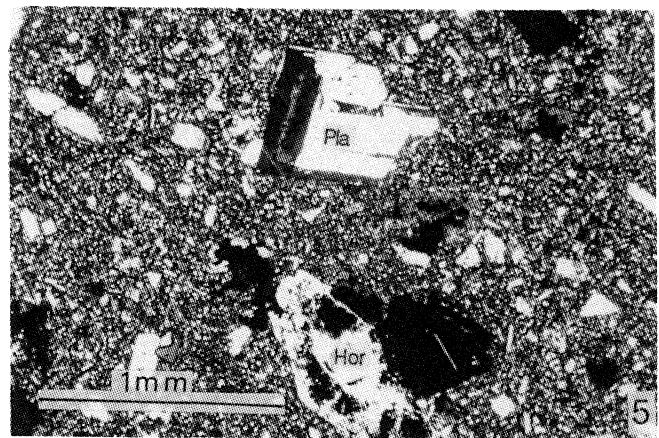
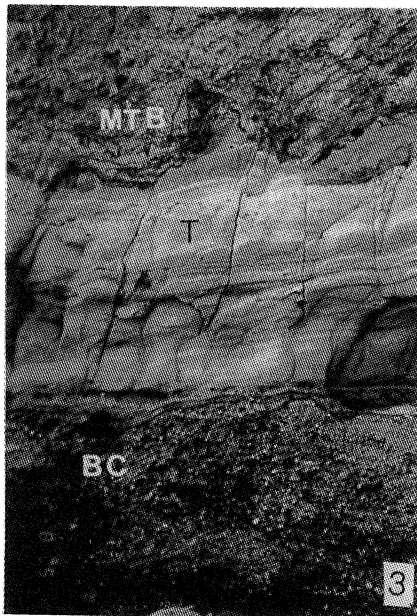
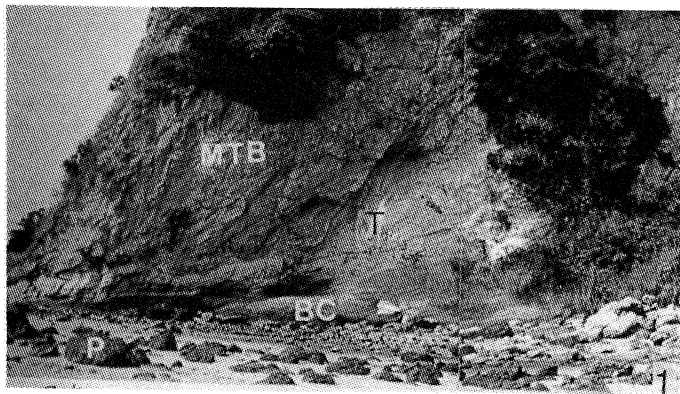
文 献

- 阿多石知子, 1983. 長崎県島原半島南東部の地質および有孔虫群集について. 鹿児島大学理学部地学科卒業論文 (MS).
- 福山 博, 1981. 長崎県島原半島南部の地質. 鹿児島大学理学部地学科卒業論文 (MS).
- 外間喜春, 1985. 西九州島原半島南部の地質および口之津層群の古地磁気層序. 鹿児島大学理学部地学科卒業論文 (MS).
- 井上正昭, 1952. 九州西部の若い新生界の研究 (I). 地質学雑誌, **48**, 365.
- Kamei, T. and Otsuka, H., 1979. The Plio-Pleistocene stratigraphy of Japan in relation to proboscidean evolution. Abst. Field Conf. Neogene/Quaternary boundary, India, 83-88.
- 木崎甲子郎, 1979. 九州西縁構造帯とその意義. 地球科学, **33**, no.3, 144-151.
- 久保寺 章・三波俊夫, 1976. 自然災害研究基礎資料としての中部九州地区の精密重力異常図の作成. 自然災害資料解析, No.3.
- 久富原みゆき, 1983. 長崎県島原半島南東部の地質および貝類化石群集について. 鹿児島大学理学部地学科卒業論文 (MS).
- 倉沢 一・高橋 清, 1959. 雲仙火山の火山岩の化学的性質. 地質学雑誌, **65**, no.766, 453.
- ・———, 1965. 九州雲仙火山岩の岩石学および化学的性質について. 地質調査所月報, **16**, no.5, 258-274.
- 松本征夫, 1963. 北中部九州における後期新生代の火山活動. 九州大学生産研報, **34**, 1-9.
- , 1979. 九州における火山活動と陥没構造に関する諸問題. 地質学論集, no.16, 127-139.
- , 1979. 本州琉球弧会合部における火山活動. 地球科学, **33**, no.4, 192-199.
- , 1982. 九州における二大地溝についての考察. 九州の基盤と陥没構造, no.1, 4-8.
- 岡口雅子・大塚裕之, 1980. 口之津層群における凝灰岩および竜石層の安山岩のジルコンのフィッシュ・トラック年代. 第四紀研究, **19**, no.2, 75-85.
- 大塚裕之, 1966a. 口之津層群の層序および堆積物—口之津層群の地史学的研究— (I). 地質学雑誌, **72**, no.8, 371-384.
- , 1966b. 口之津層群の地質構造, 化石および対比—口之津層群の地史学的研究 (II), 地質学雑誌, **72**, no.9, 492-501.
- Otsuka, H., 1966b, 1967. Pleistocene vertebrate fauna of the Kuchinotsu Group of west Kyushu. Part 1-2. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ.*, ser. D, (Geol.), **17**, 252-269.
- , 1969. Pleistocene vertebrate fauna of the Kuchinotsu Group of west Kyushu, part 3-5. *Rep. Fac. Sci. Kagoshima Univ.*, no.2, 53-83.
- 大塚裕之, 1970. 北西部九州有明海南部地域の更新—最新統の層序学的, 堆積学的研究. 鹿児島大学理学部紀要 (地学・生物学), no.3, 35-65.
- , 1971. 津波見脊椎動物化石群の産状および津波見植物遺体群衆について. 鹿児島大学理学部紀要, no.4, 31-41.
- , 1982. 大陸との関連から見た九州および琉球列島の新生代脊椎動物化石相. 日本地質学会西日本支部第100回記念シンポジウム論文集, 109-116.
- , 1982. 島原—熊本地溝帯と口之津層群. 九州の基盤と陥没構造, no.1, 24-30.
- ・古川博恭, 1988. 九州・琉球地方の下部および中部および中部更新統の層序. 地質学論集, no.30, 155-168.
- 高橋 清・山口健次, 1972. 口之津層群大屋層の花粉学的研究. 長崎大学教育学部紀要, no.13, 59-64.
- 高橋 清・浜田ちづ, 1972. 島原半島南部の北有馬層および加津佐層の花粉学的研究. 長崎大学教育学部紀要, no.13, 51-57.
- 田中利明, 1985. 長崎県島原半島東南部の地質. 鹿児島大学理学部地学科卒業論文 (MS).

- , 1986. 長崎県島原半島南東部の第四系. 鹿児島大学理学部地学科研究生論文 (MS).
- 千藤忠正・長谷義隆・高州哲也, 1980. 熊本県天草郡大矢野島北部の火山地質. 熊本大学理学部紀要 (地学), 12, no.1, 1-30.
- 浦田英夫, 1959. 長崎県島原半島南部の古第三紀層について. 九州大学教養部地学研究報告, no.6, 21-32.
- 渡辺一徳, 1982. 阿蘇火砕流堆積物と大江層の関係. 熊本大学教育学部紀要, 自然科学, no.31, 25-32.
- ・増田悦郎, 1983. いわゆる中位段丘堆積物としての小串層と大江層について. 熊本大学教育学部紀要, 自然科学, no.22, 29-37.
- 横山卓雄・大塚裕之・竹村恵二・林田 明, 1982. 口之津層群の火山岩の K-Ar 年代. 九十九地学, no.16, 28-31.

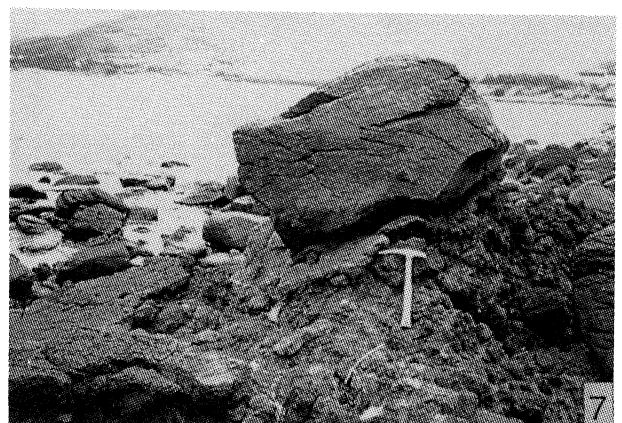
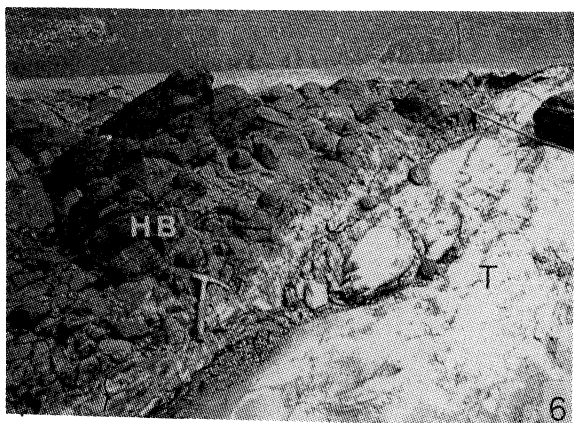
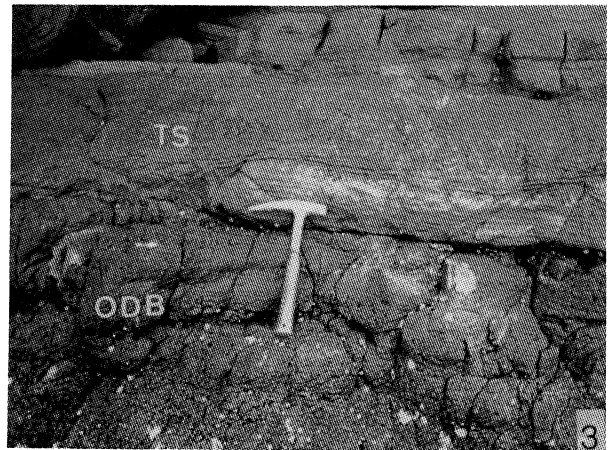
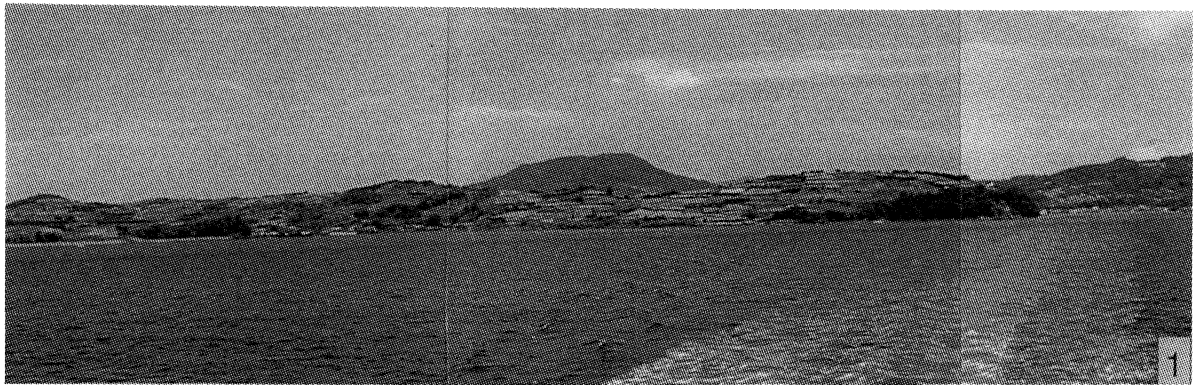
第 1 図 版

1. 南有馬町向小屋海岸における口之津層群基底部の露出。下部から、基盤岩 (p: 古第三紀層), 基底礫岩 (BC), 凝灰岩 (T) および凝灰角礫岩 (MTB) を構成する菖蒲田安山岩が見られる。
2. 向小屋海岸における基盤岩 (P) と基底礫岩 (1. の拡大図)。
3. 向小屋海岸における基底礫岩 (BC), 凝灰岩 (T) と向小屋凝灰角礫岩 (MTB) (1. の拡大図)
4. 菖蒲田安山岩の露頭。自破碎している (南有馬町菖蒲田)。
5. 向小屋凝灰角礫岩の角閃石安山岩の鏡下写真。
6. 菖蒲田安山岩 (石英含有角閃石安山岩) の鏡下写真 (南有馬町菖蒲田)
7. 菖蒲田安山岩 (石英含有角閃石安山岩) の鏡下写真 (南有馬町菖蒲田)
(Pla 斜長石, Hor 角閃石)



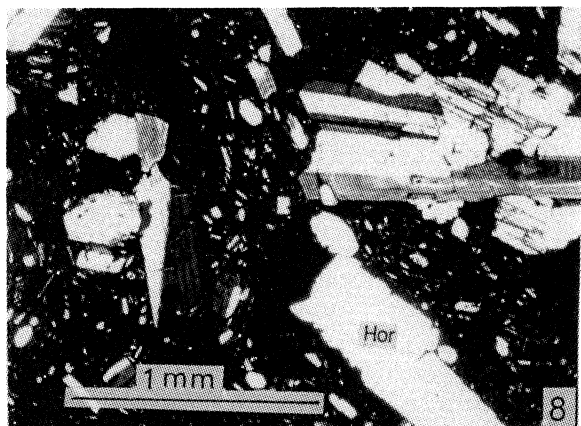
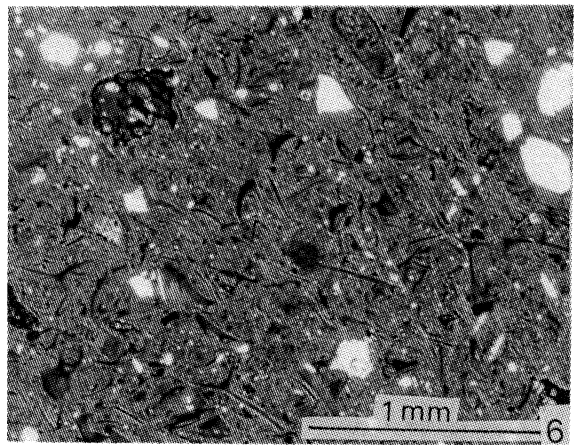
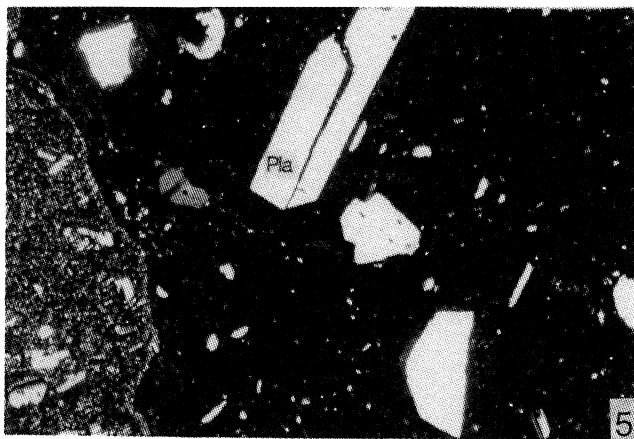
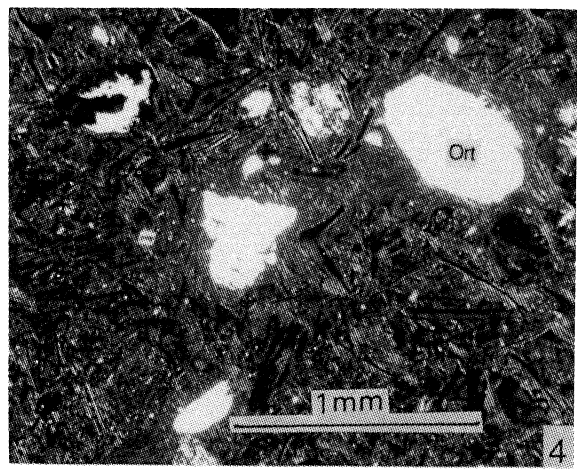
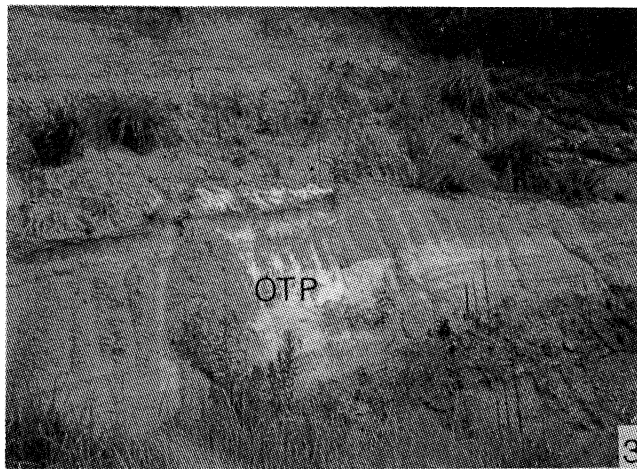
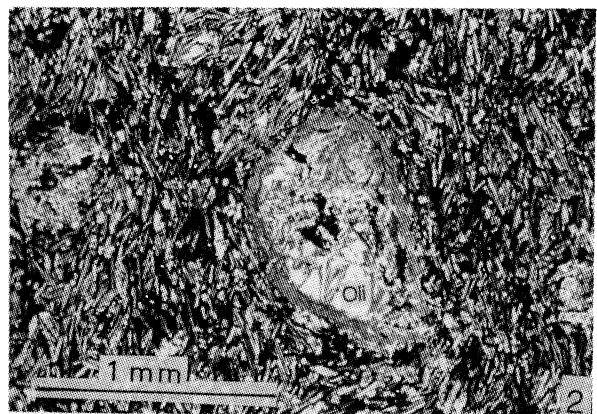
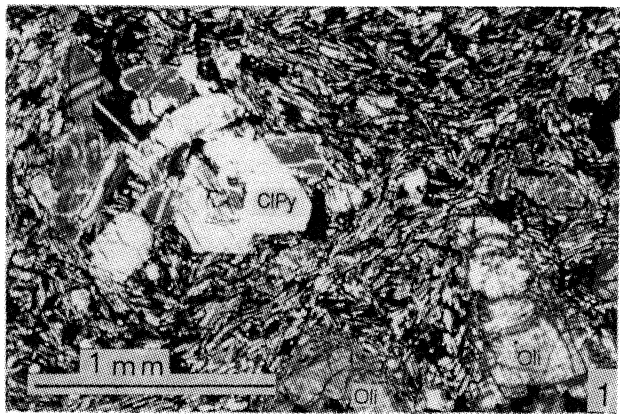
第 2 図 版

1. 早崎半島と口之津町遠望
2. 大泊層凝灰質砂層に見られる玄武岩礫による bomb sag structure (口之津町大泊海岸)
3. 大泊玄武岩 (ODB) を被う大泊層の凝灰質砂層 (TS) 口之津町大泊海岸)
4. 大泊玄武岩の露頭 (口之津町早崎半島苧扱川)
5. 斜交葉理の発達した大泊層の凝灰質砂層 (早崎半島小早崎)
6. 断層関係で接する早崎玄武岩 (HB) と白色凝灰岩 (T) (早崎半島天狗鼻)
7. 早崎玄武岩の産状 (早崎半島天狗鼻北部)



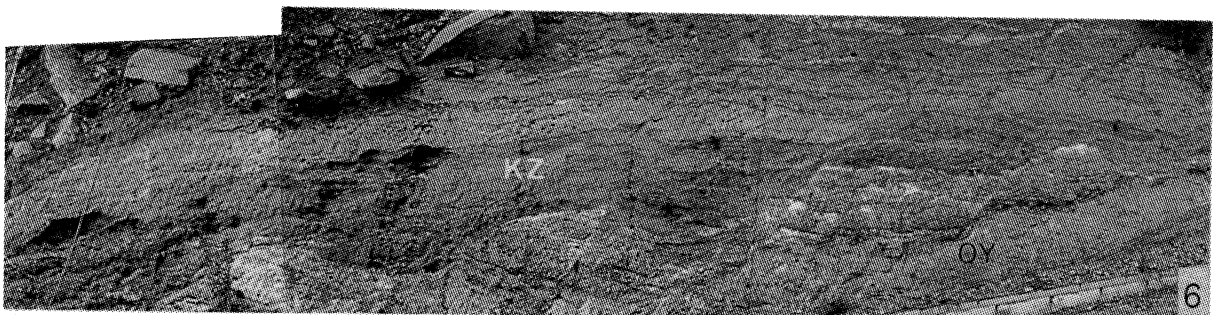
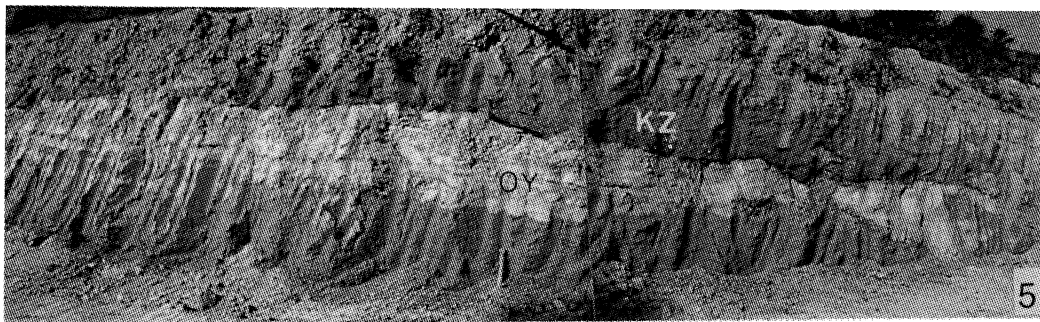
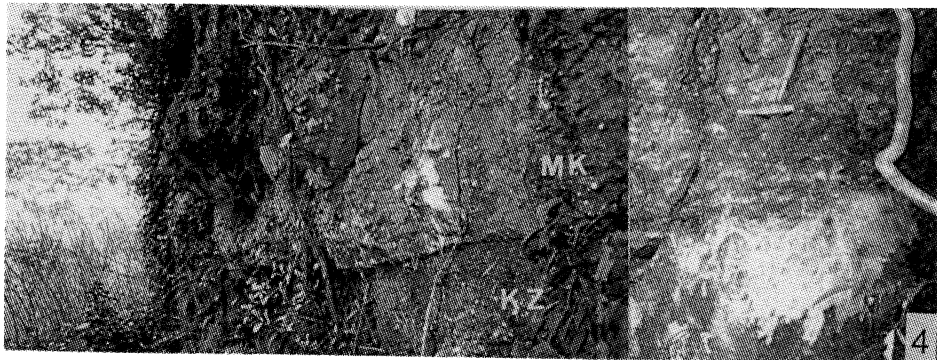
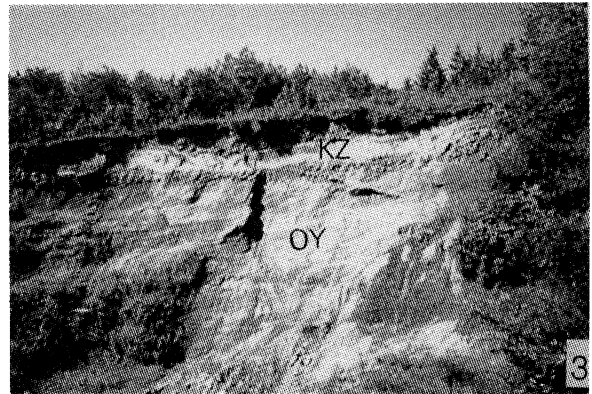
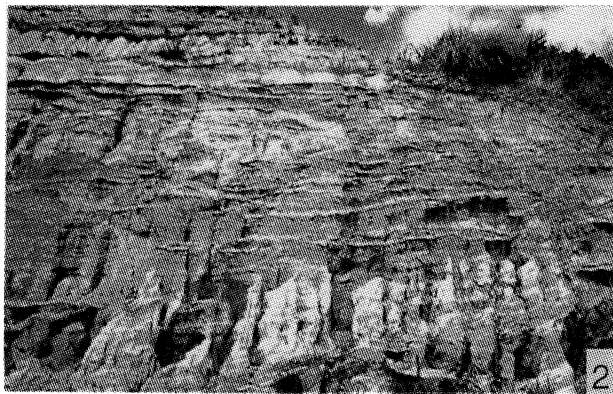
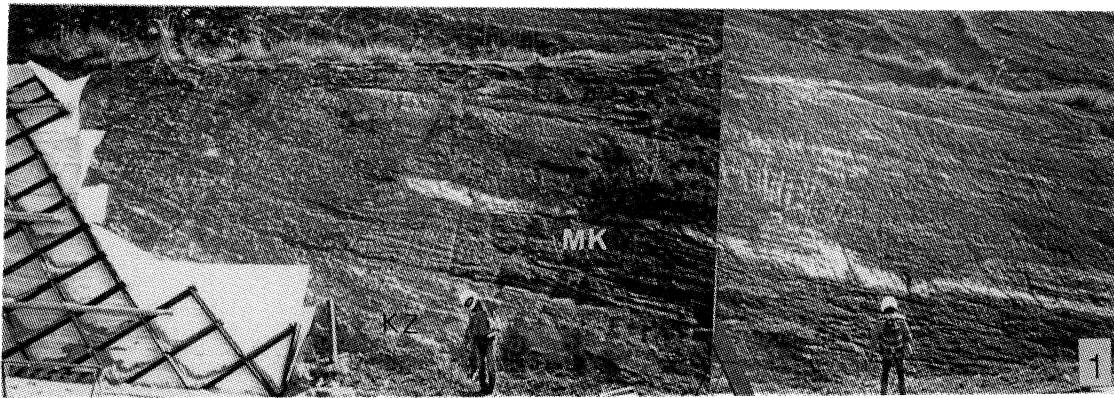
第 3 図 版

1. 早崎玄武岩の鏡下写真（口之津町天狗鼻）
2. 大泊玄武岩の鏡下写真（口之津町大泊南部海岸）
3. 小利火砕流堆積物（OTP）の露頭（口之津町小利）
4. 小利火砕流堆積物の鏡下写真
5. 大屋火砕流堆積物の鏡下写真（口之津町大抜）
6. 大屋火砕流堆積物の鏡下写真（南有馬町崎町）
7. 大屋火砕流堆積物と含まれるシルト礫（南有馬町原城海岸）
8. 加津佐層立木凝灰角礫岩を構成する角閃石安山岩の鏡下写真
（CIPy 単斜輝石, Oli カンラン石, Ort 斜方輝石）



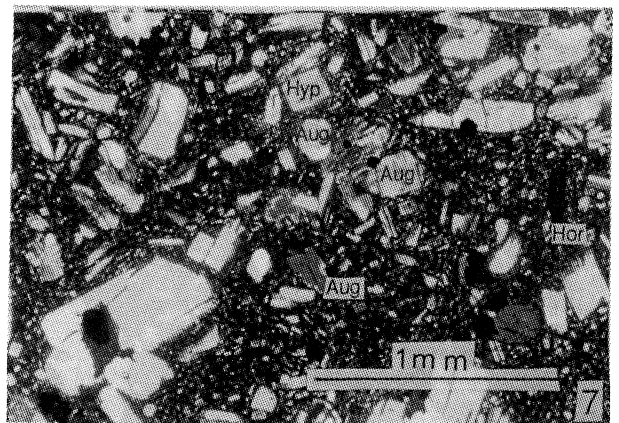
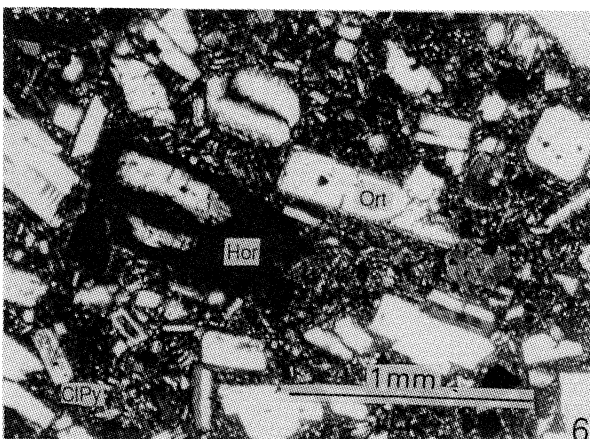
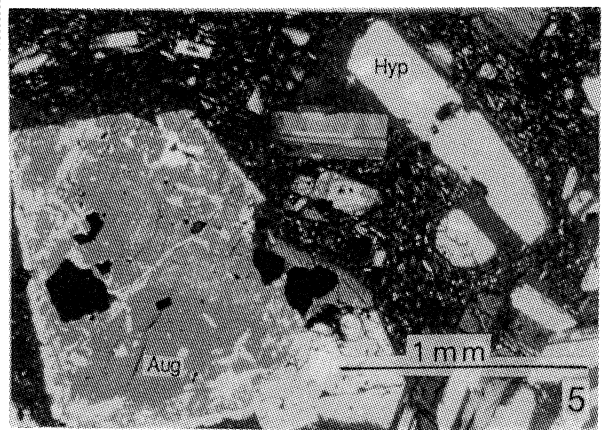
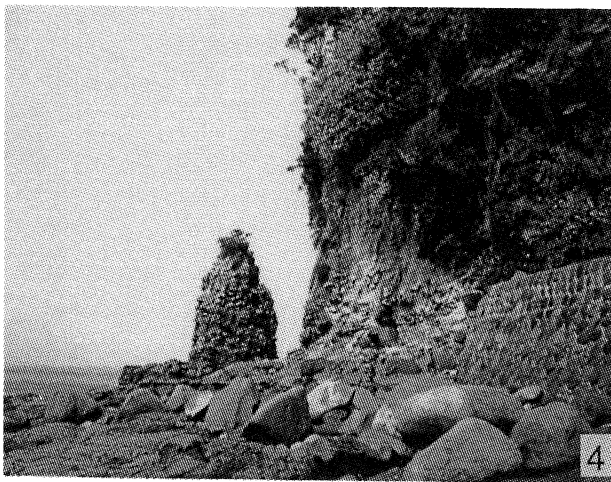
第 4 図 版

1. 加津佐層 (KZ) から南串山層 (MK) への漸移部 (加津佐町東越崎)
2. 加津佐層の典型的な岩相の細粒砂層 (加津佐町檜山)
3. 大屋層 (OY) と加津佐層 (KZ) の清谷不整合 (加津佐町清谷)
4. 加津佐層 (KZ) に整合的に累重する南串山層 (MK) (北有馬町坂下川上流)
5. 大屋層 (OY) およびこれを切る断層を侵食面を被う加津佐層基底の砂礫層 (伊場の不整合)
6. 大屋層 (OY) の侵食面に累重する加津佐層 (KZ) の砂層 (小利の不整合) (口之津町小利。不整合面は北西落ちの階段状断層によって切られている (第 4 図に対応))



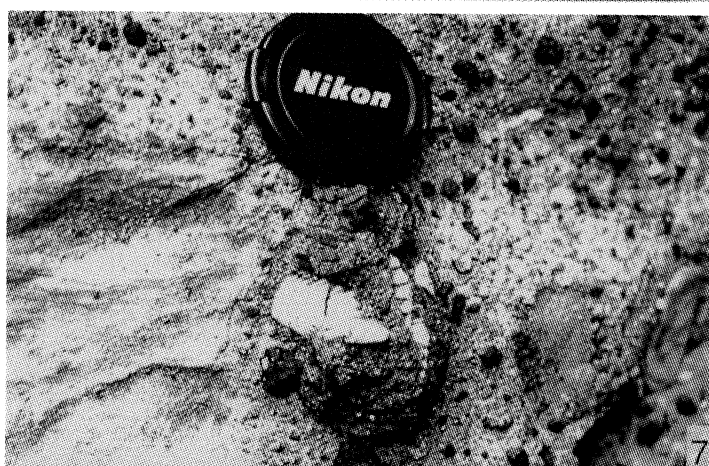
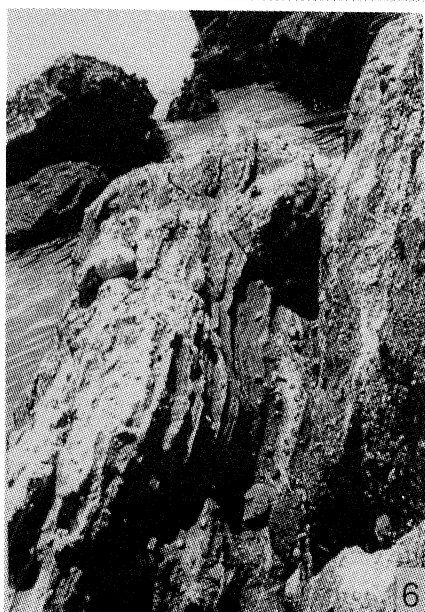
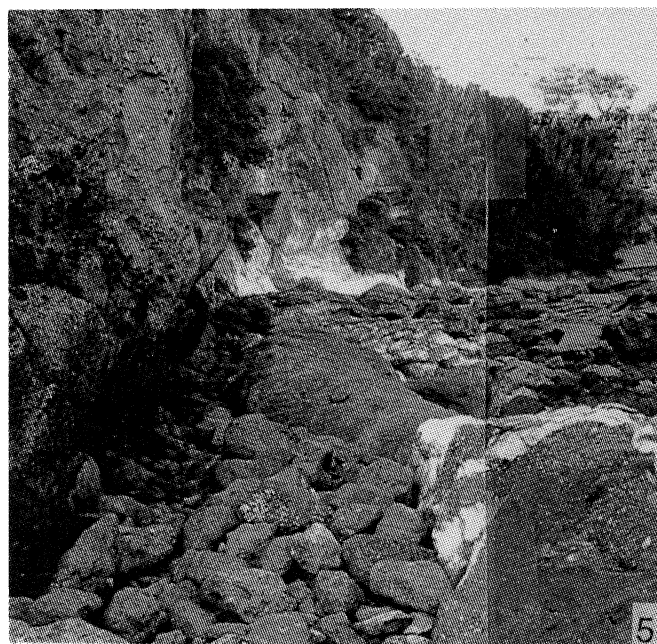
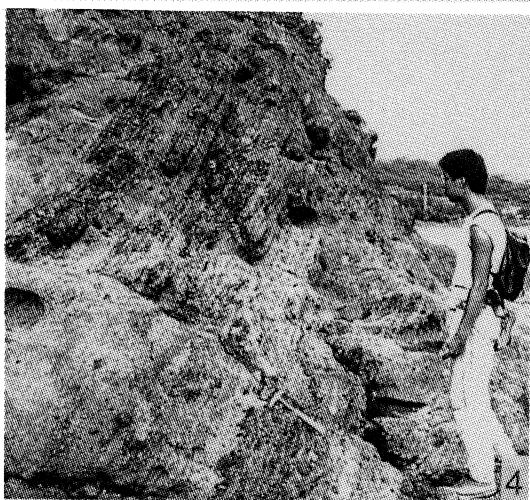
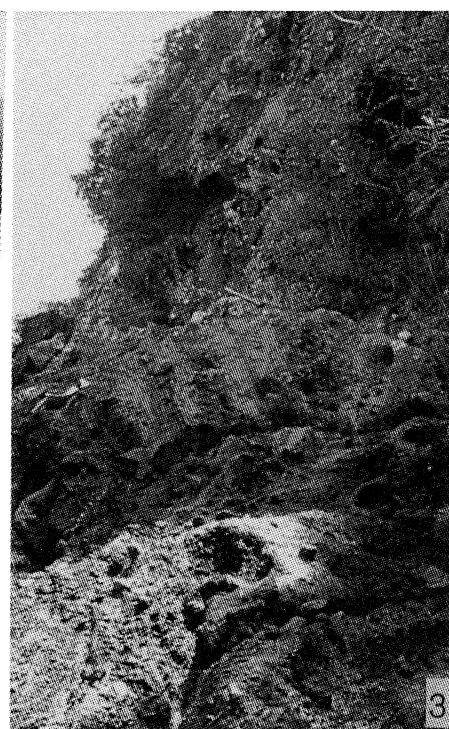
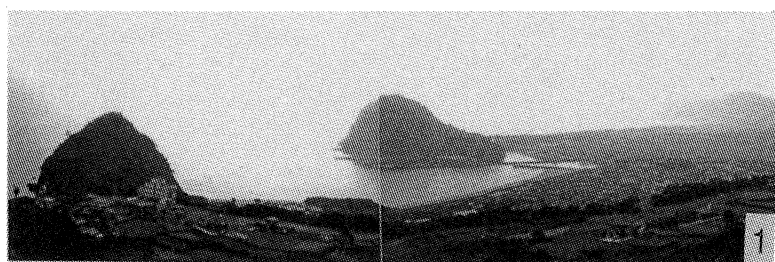
第 5 図 版

1. 南串山層における安山岩礫の級化構造（南串山町国崎半島）
2. 南串山層に於ける自破碎した複輝石安山岩礫の産状。溶岩が高温のまま水中に突っ込んだために急冷却した岩石の産状を示す（南串山町白頭）
3. 南串山層の溶岩（角閃石複輝石安山岩）の産状（南串山町国崎半島）
4. 南串山層の産状（南串山町白頭）
5. 南串山層に含まれる複輝石安山岩礫の鏡下写真（北有馬町坂上）
6. 南串山層の溶岩（角閃石含有複輝石安山岩）の鏡下写真（南串山町国崎半島）
7. 南串山層に含まれる普通角閃石含有複輝石安山岩礫の鏡下写真（北有馬町前谷）
（Hyp 紫蘇輝石, Aug 普通輝石, Ort 斜方輝石）



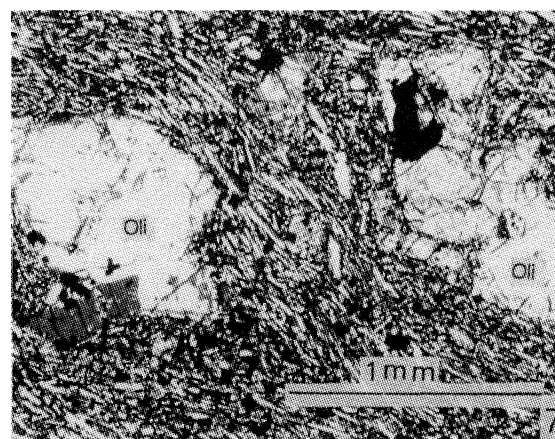
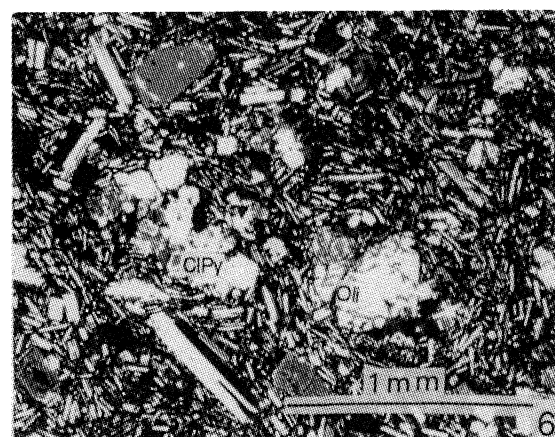
第 6 図 版

1. 岩戸山（右）と女島（左）と加津佐町遠望（加津佐町愛宕山から望む）
2. 女島を南東からのぞむ
3. 急傾斜した女島凝灰角礫岩層
4. 急傾斜した成層した女島凝灰角礫岩層（女島東部海岸）
5. 断層で大屋層のシルト岩と接する女島凝灰角礫岩
6. 急傾斜をなす成層した凝灰角礫岩
7. 二枚貝のヤグラニシキ（*Volachlamys yagurai*）の化石を含む凝灰角礫岩



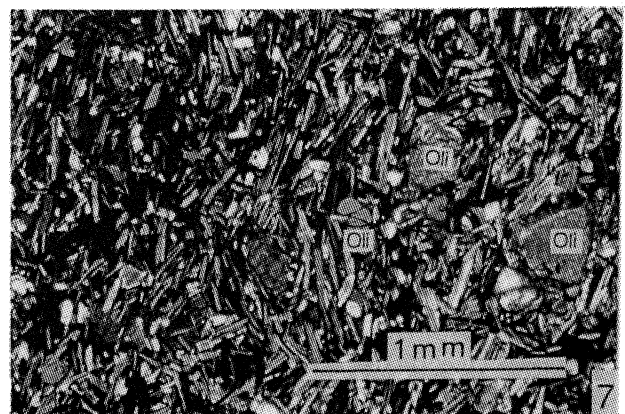
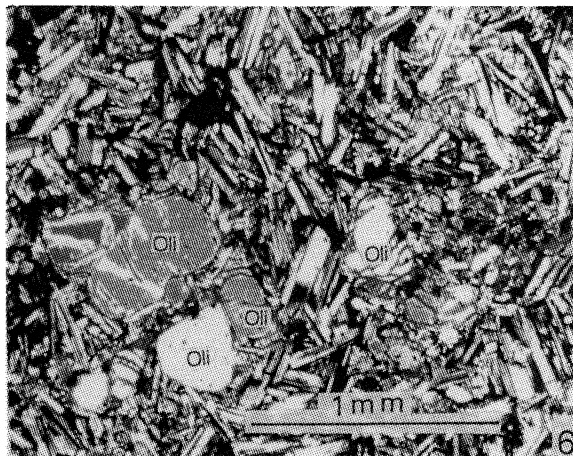
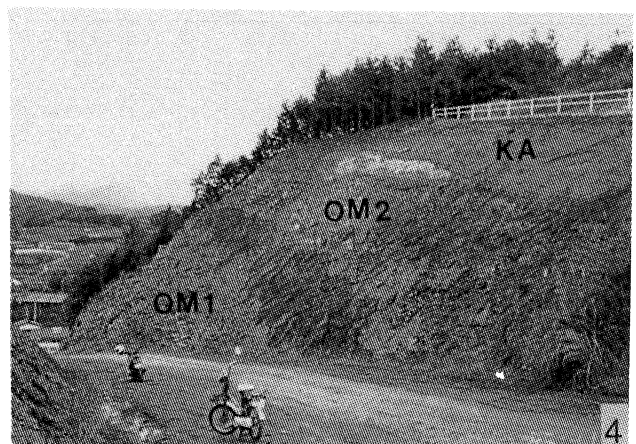
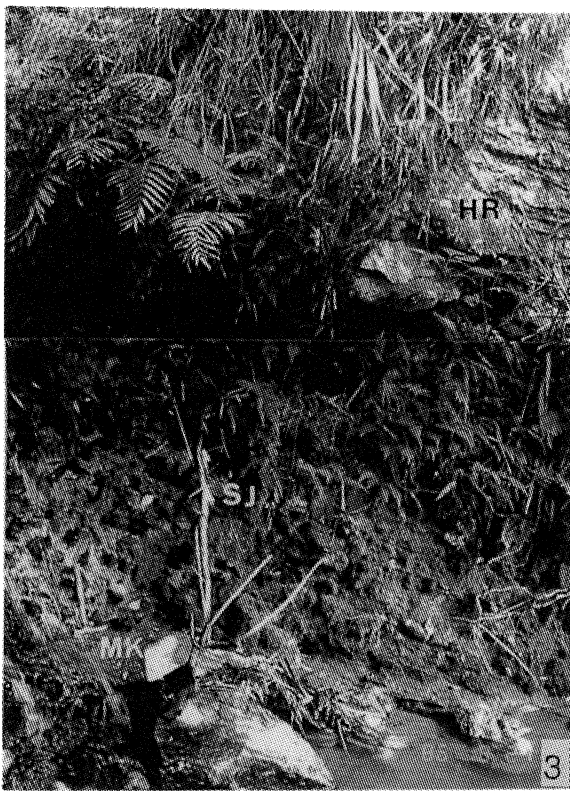
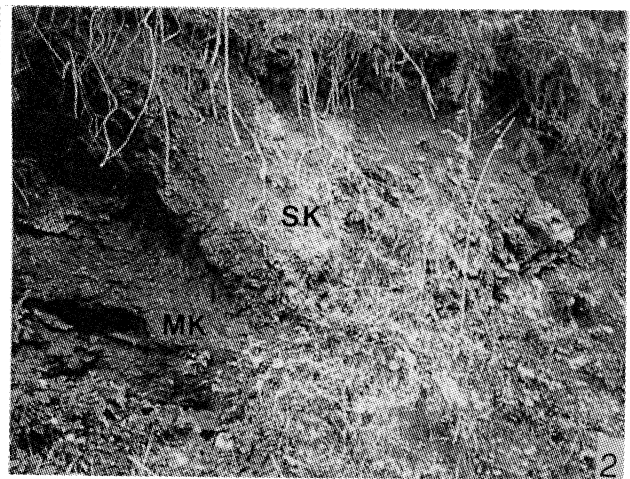
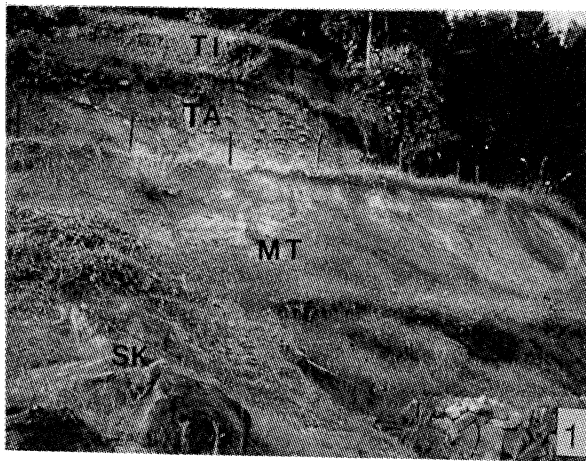
第 7 図 版

1. と 2. 南串山層と西正寺層との不整合が見られる「大丸の不整合」露頭。弱固結し、緩傾斜した南串山層（MK）の起伏のある不整合面（U）を、安山岩の円礫からなる西正寺層基底礫層（SJ）が被っている（北有馬町大丸）
3. 大丸の不整合（ハンマーの位置が不整合面にあたる（北有馬町大丸）
4. 柱状節理の発達した上原玄武岩（南有馬町上原の碎石場）
5. 上原玄武岩（カンラン石玄武岩）の鏡下写真（南有馬町鳳上岳）
6. 上原玄武岩（カンラン石玄武岩）の鏡下写真（南有馬町上原）
7. 愛宕山玄武岩（カンラン石玄武岩）の鏡下写真（加津佐町愛宕山）



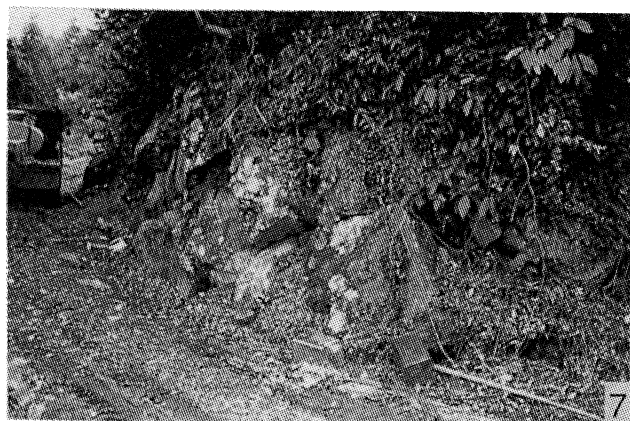
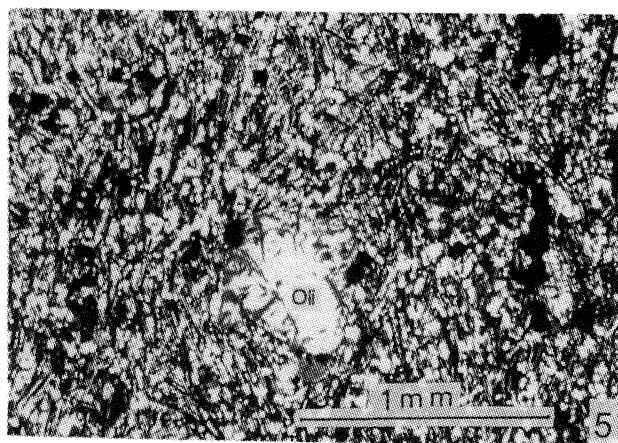
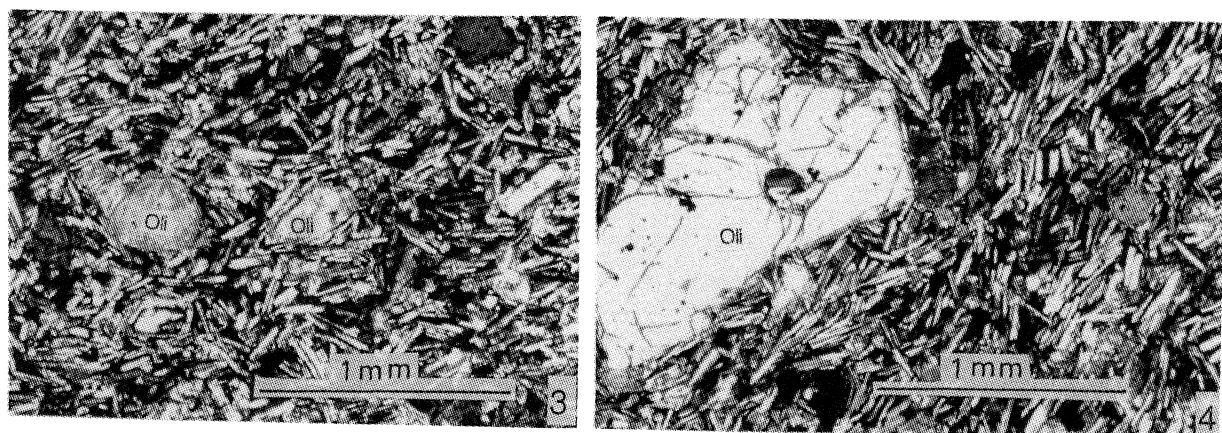
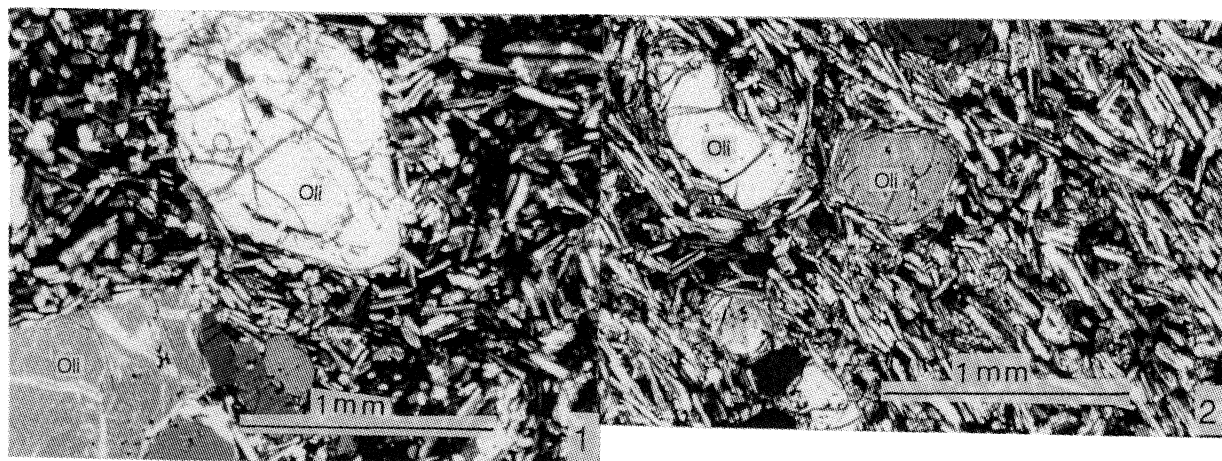
第 8 図 版

1. 諏訪池玄武岩 (SW), 前谷層 (MT), 高峯安山岩 (TA) および竜石層 (TI) 地層境界が見られる露頭 (北有馬町大谷北方)
2. 南串山層 (MK) を不整合に覆う諏訪池玄武岩 (SK) (南串山町日原)
3. 南串山層 (MK), 西正寺層 (SJ) と八良尾玄武岩 (HR) の不整合が見られるの露頭 (北有馬町前谷)
4. 模式地における大峰玄武岩の露頭全景。大峰玄武岩下部溶岩 (OM1) と上部溶岩 (OM2) および北有馬層 (KA) (南有馬町大峰)
5. 2 枚の大峰玄武岩に挟在される凝灰質砂層を被う上部溶岩 (OM2) (南有馬町大峰)
6. 大峰玄武岩下部溶岩 (OM1) の鏡下写真
7. 大峰玄武岩上部溶岩 (OM2) の鏡下写真



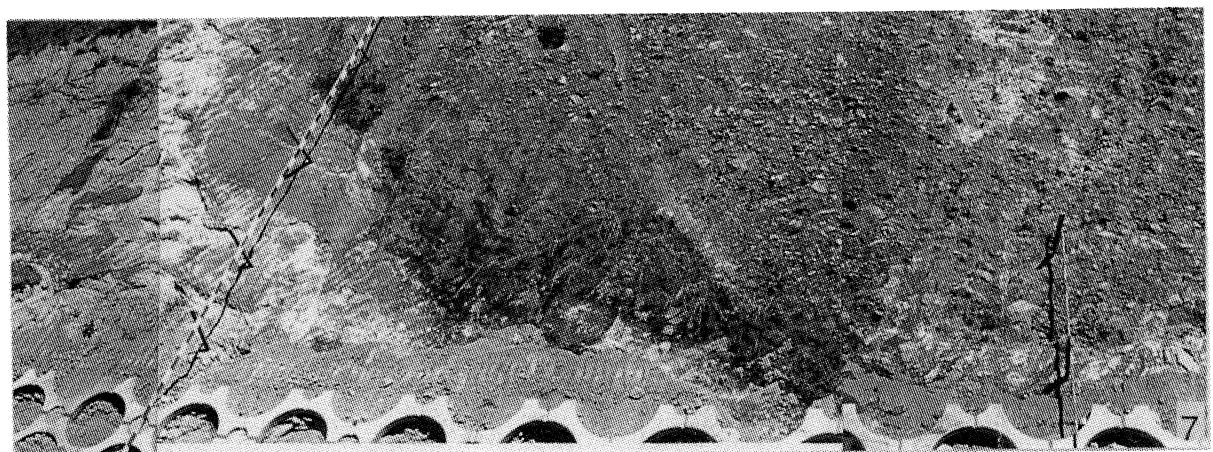
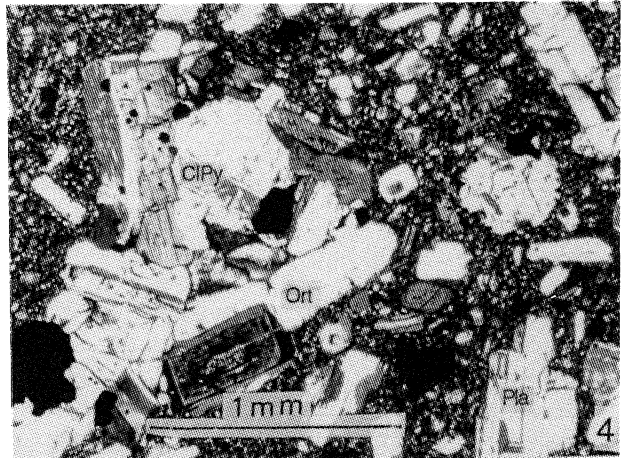
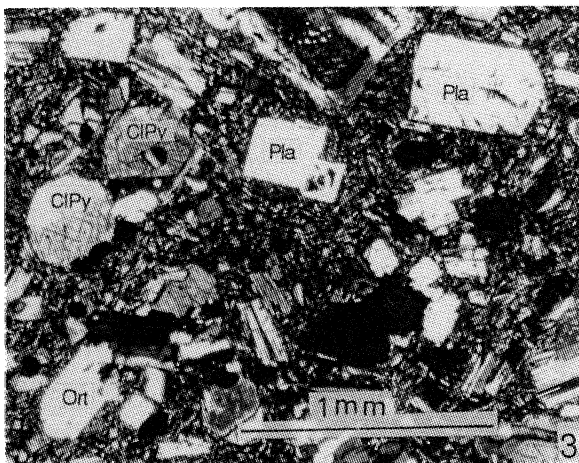
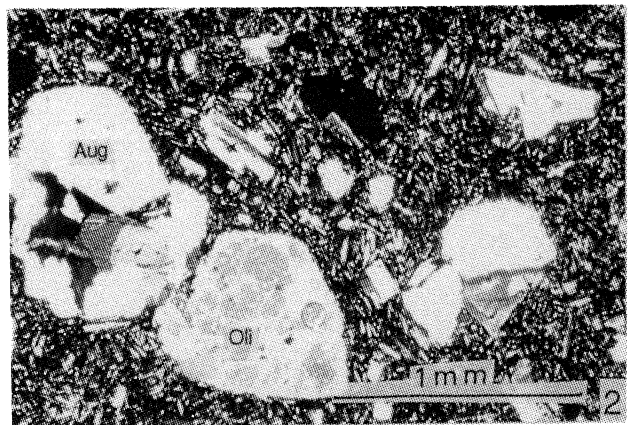
第 9 図 版

1. 諏訪の池玄武岩（カンラン石玄武岩）の鏡下写真（北有馬町大谷北方）
2. 諏訪の池玄武岩（カンラン石玄武岩）の鏡下写真（北有馬町八石北方）
3. 八良尾玄武岩を覆う北有馬層下部のシルト層から産出した玄武岩礫の鏡下写真（北有馬町八良尾東方）
4. 八良尾玄武岩（カンラン石玄武岩）の鏡下写真（北有馬町中田北方）
5. 諏訪池玄武岩（カンラン石玄武岩）の鏡下写真（南串山町日原）
6. 諏訪の池玄武岩と高峯安山岩の境界が見られる露頭（北有馬町大谷北方）
7. 諏訪の池玄武岩の産状（北有馬町大谷北方）
8. 南串山層（MK）を被う諏訪の池玄武岩（SK）（南串山町日原）



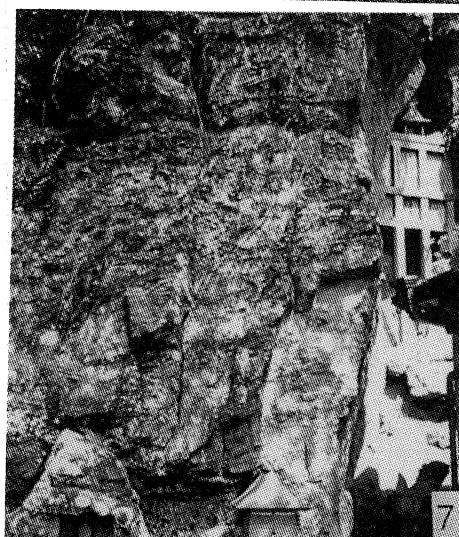
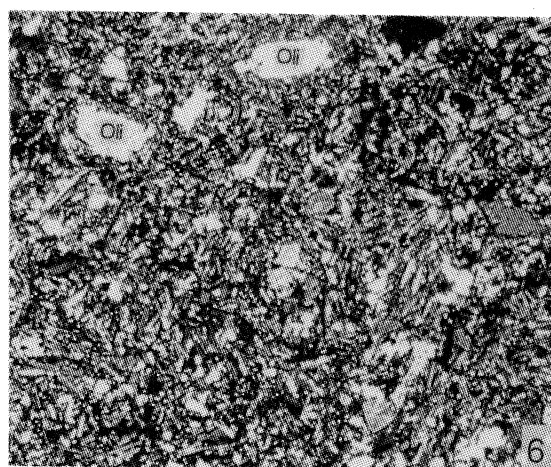
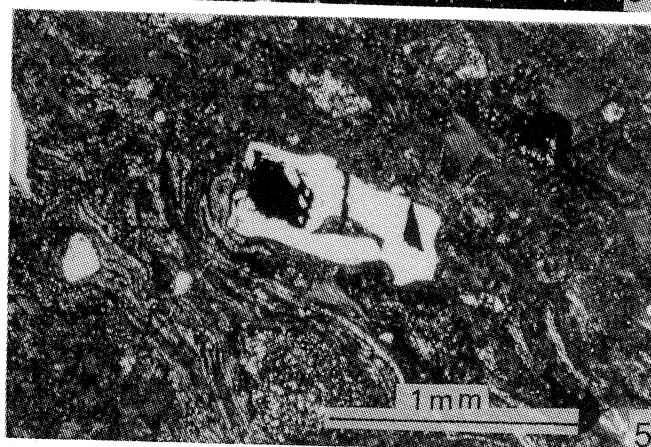
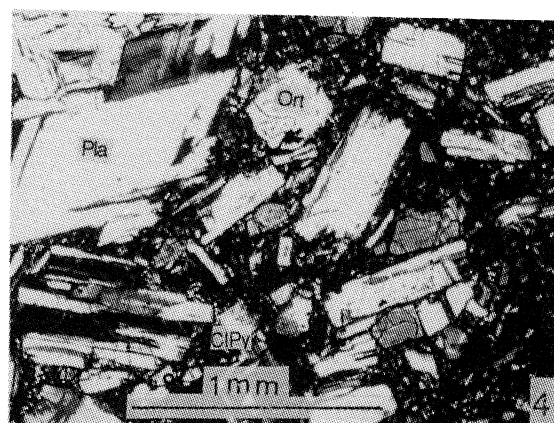
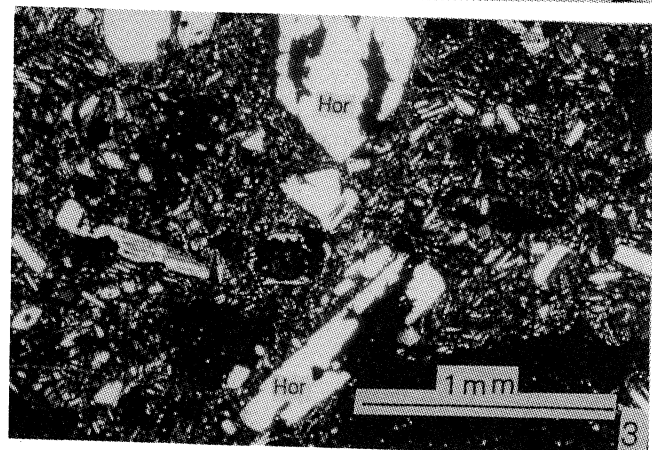
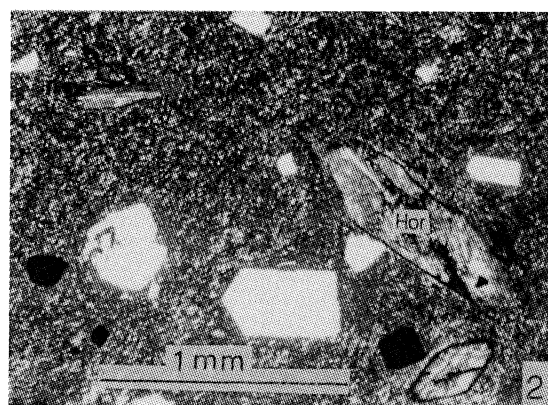
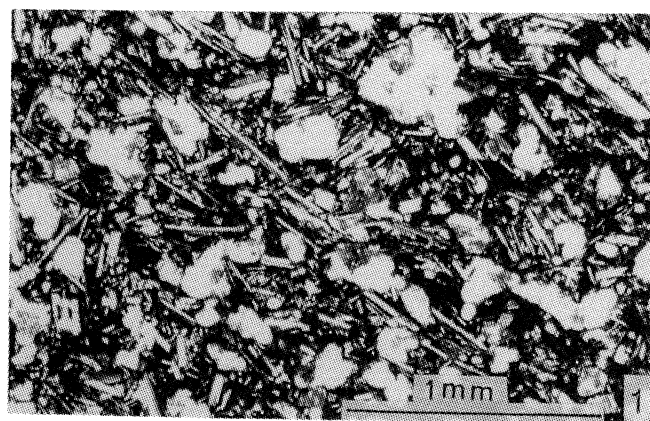
第 10 図 版

1. 板状節理が発達した高峯安山岩（北有馬町高峯）
2. 高峯安山岩上部付近で認められた紫蘇輝石含有カンラン石普通輝石安山岩（北有馬町下内中尾南方）
3. 高峯安山岩（複輝石安山岩）の鏡下写真（北有馬町下湯）
4. 高峯安山岩（複輝石安山岩）の鏡下写真（北有馬町出口）
5. 北有馬層を不整合に覆う出口層（北有馬町堀切北東方）
6. 斜交葉理を有する出口層の軽石質砂層（北有馬町出口）
7. 北有馬層を不整合に覆う出口層の軽石質礫混じり粗粒砂層（北有馬町出口）



第 11 図 版

1. 女島凝灰角礫岩中の玄武岩礫の鏡下写真（加津佐町女島）
2. 女島凝灰角礫岩中の角閃石安山岩角礫の鏡下写真
3. 女島凝灰角礫岩中の角閃石安山岩角礫の鏡下写真
4. 女島凝灰角礫岩中の複輝石安山岩角礫の鏡下写真
5. 女島凝灰角礫岩中の流紋岩質凝灰角礫岩の礫の鏡下写真
6. 鳳上岳山頂におけるカンラン石玄武岩の転石の鏡下写真
7. 鳳上岳凝灰角礫岩の露頭（南有馬町鳳上岳中腹）
8. 成層した鳳上岳凝灰角礫岩の露頭（南有馬町鳳上岳中腹）



第 12 図 版

1. 柱状節理が著しく発達した大峰玄武岩下部溶岩 (OM1) (南有馬町樋掛南東方)
2. 西正寺層最上部の砂層を被う大峰玄武岩下部溶岩 (OM1)
3. 南有馬町原城海岸にみられる鳳上岳断層 (HF) およびそれに伴う破碎帯
4. 南有馬町町民運動場にて見られる鳳上岳断層 (HF)
5. 大屋層上部層 (OY) に不整合に重なる大江層 (OE) (南有馬町浦田西方)
6. 大屋層上部層 (OY) に不整合にのる阿蘇火砕流堆積物 (AS) および大江層 (OE) (南有馬町浦田西方)

