

大村湾を中心とする地域の地質構造発達史

| | |
|----------|---|
| 著者 | 波多江 信広 |
| 雑誌名 | 鹿児島大学理学部紀要. 地学・生物学 |
| 巻 | 9 |
| ページ | 21-40 |
| 別言語のタイトル | Tectonic Development of Omura Bay and the Surrounding Area, West Kyushu, Japan |
| URL | http://hdl.handle.net/10232/00001701 |

大村湾を中心とする地域の地質構造発達史

波多江 信 広*

(1976年9月30日受理)

Tectonic Development of Omura Bay and the Surrounding Area, West Kyushu, Japan

Nobuhiro HATAÉ*

Abstract

The area treated in this article occupies the central part of Nagasaki Prefecture and geologically consists of the basement rocks such as the Nishisonogi metamorphic rocks and the Paleogene formations, the younger eruptive rocks intruded into the basement rocks and the unconformably overlying younger sediments.

The basement rocks are folded with the axes of NNE-SSW direction and faulted by many faults cutting the folding axes in the directions of NW-SE, NE-SW and E-W. The faults of the NW-SE direction predominate and are considered to have been active until the ages later than the fault activities of two other directions.

The coastline of Omura Bay seems to be controlled by the directions of faults and of the photographic lineament of the ERTS imagery. The outline of the present-day Omura Bay was completed by the invasion of sea water into the Graben formed by the faults of the late Pliocene or the early Pleistocene age. The age of faulting was, at the same time, the age of violent volcanisms. The eruptions of the Matsuura basalts range from the late Pliocene to the early Pleistocene in age and the Hôhi volcanic activities are known to occur in the early Pleistocene. In the late Pleistocene, the San-in hornblende andesites were erupted and built the Mt. Tara-dake and the Mt. Unzen-dake.

During the period of high water level (more than 20 m higher than the present sea-level) in the late Pleistocene, marine terrace deposits are formed.

The highest sea-level during the Holocene transgression is recorded to be more than 4 meters high above the present sea-level and the wave-cut notches are preserved at the cliff of the Lower Terrace. The Holocene sea water invaded deeply into the inland area and resulted in a highly complicated coastline of submergence. In this Holocene sea, which may correspond to the Middle stage of the Jômon culture, the marine sediments correlative to the Ariake clay bed were deposited.

After the Holocene transgression, the sea-level lowering continued up to the present time leaving the fan deposits and some other Recent sediments behind.

ま え が き

自然環境, 自然景観というものは, 長大な地質時代を通じての大自然の営みの結果であって, 決して一朝一夕にして造りだされるものではない。しかるに現代における国土開発に伴う自然破壊は目に余るものがあり, 大自然に対する不用意な挑戦といわざるを得ない。しかし人類の

* 深田地質研究所理事, (株)応用地質調査事務所顧問。

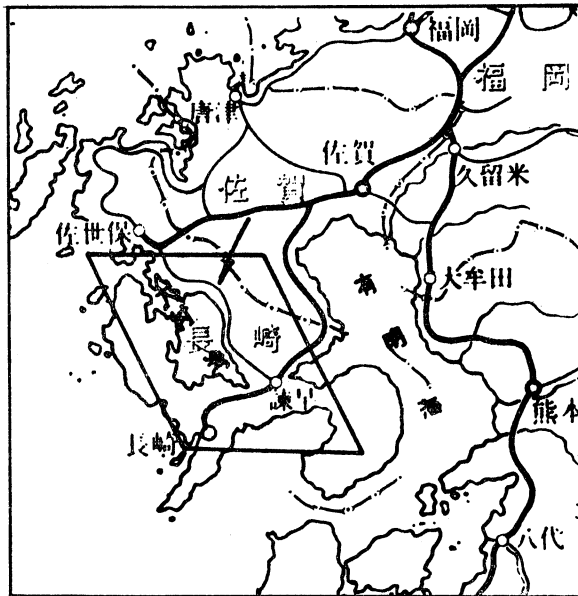
繁栄，文化の向上を図らんとすれば土地開発を避けてばかりでは済まされない。ここに自然環境の保持と土地開発との調和ということが問題となるが，このことはいうは易く，その判断は決して容易ではない。

自然環境保持と土地開発との調和を求めんとするには，生物界の進化や気象現象の変移などを含めた地質学的条件を把握し，その地域における土地の生い立ちを知ることが必要である。そのためにもその地域の地質構造発達過程を究めることは，合理的な土地開発利用にもつながるものと考えられる。

近来わが国においては各所に大型土地開発が計画されており，大村湾を中心とする地域もその一つである。

本文を草するに当り鹿児島大学早坂祥三教授，(株) 応用地質調査事務所羽田忍技師長，同社福岡事務所福富幹男所長および井上昌幸課長には種々御協力を頂いた。ここに深く感謝の意を表す。

大村湾とその周辺地域の地理的環境



第1図 対象地域の位置図

大村湾は長崎県のほぼ中央に位置し，南北約 25km，東西約 12km で湾水面積はおおよそ 310 平方 km 余である。

西彼杵半島に抱かれた袋湾で，北岸において僅かに針尾瀬戸（井浦瀬）と狭い早岐水道とによって外海に通じているに過ぎない。

長崎県下の海岸線は全般的に著しく複雑であるが，それが造構造運動による地盤沈下に因るものか氷河性海面変動 (Eustatic movement) に因るものかは別としても，結果としては沈降海岸地形的様相を呈し，海岸線は屈曲に富み，大小の島々が海に浮び，溺れ谷が多く発達して山腹斜面が直接海面下に没しているところも少ない。このような地形区では良港には恵まれるが，長大な河川の発達

もなく農耕に適する平地に乏しい。

しかし多良岳（海拔 983m）やその南に聳ゆる長崎県下最高峰の雲仙岳（海拔 1,359m）の山裾部にはやや平地が発達し，県下唯一の穀倉地帯を形成している。

本地域の地形は巨視的には地質分布を反映しており，主として変成岩類からなる西彼杵半島や長崎半島（野母半島）では，河川による侵食谷がよく発達し開析度も進んでいるが，古第三系発達区では概して緩やかな斜面を有する山地もしくは丘陵性地形を呈している。

玄武岩類分布地区では台地状地形が広がっているところもあるが，玄武岩を除く火山岩分布地区では雲仙岳や多良岳によって代表されるように，熔岩円頂丘をはじめ急峻な火山地形を呈することが多い。しかし雲仙・多良の両火山体の山腹斜面は，安山岩質熔岩および凝灰角礫岩からなる藤津累層が分布して広い裾野をつくっているが，顕著な放射谷によって刻まれ各放射

谷毎に扇状地をつくっている。これら大小の扇状地のうち代表的なものは大村市街地ののる大扇状地で、多良岳に源を発する萱瀬川（下流部は郡川）が運搬した堆積物によって造られたものである。

大村湾の東岸は比較的単調であるが、西岸および南岸には湾入も多く大小の島々が浮ぶいわゆる沈水海岸の特徴を示している。

湾底の大部は平均 15~20m の深さを有する平坦面によって占められているが、針尾瀬戸の南部には北北西方向の水深 30m 以上にも達する溝状の海底谷が発達している。

湾流はゆるやかではあるが反時計回りで外洋水を混えた海水が西岸沿いに南下し、南岸を洗って東岸沿いに北上する。従って湾の中央部には固有水が存在し、夏季には酸素の不足を生じて無気帯をつくるといわれている（長崎県地学会, 1971）。

大村湾周辺の交通路としては、早岐において佐世保本線から分岐する大村線（国鉄）が湾の東岸沿いに南下して大村を経て諫早にいたり、多良岳東麓（有明海西岸）を南下してきた長崎本線に会するが、長崎本線は南岸沿いに西走して終点長崎に達する。

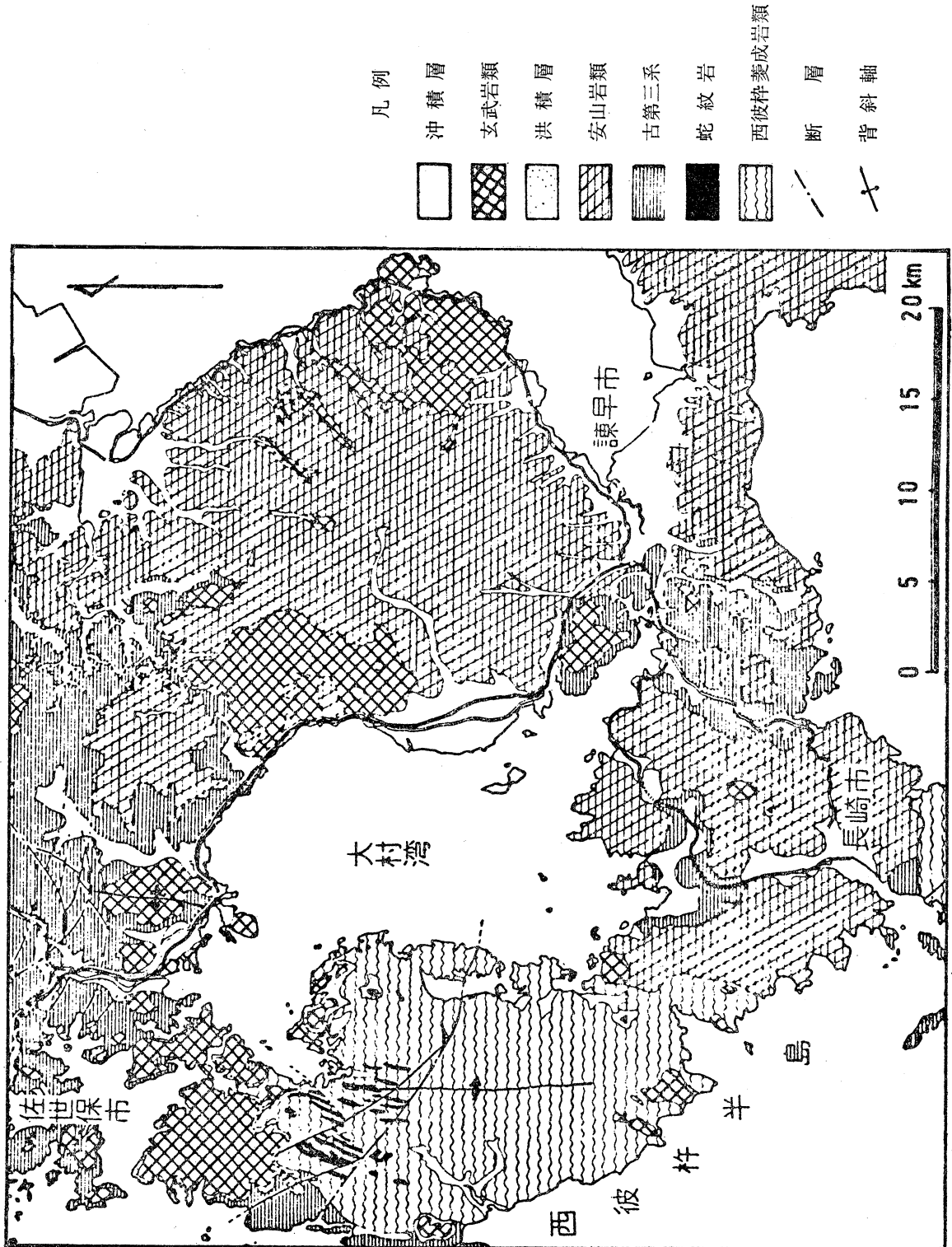
国道は大村湾を囲み、早岐から国鉄大村線に並走して東岸を南下して諫早にいたり、さらに南岸沿いに西走して長崎に入るものと、早岐から西岸沿いに南下して長崎に達するものがある。なおこのほかに多くの道路網が発達しているが、近い将来には九州縦断高速自動車道から分岐し、諫早付近を経て長崎を終着点とする高速自動車道や九州新幹線鉄道から分岐して長崎に達する新幹線鉄道の建設も計画されていると聞く。

地 質 概 況

地質構造発達史を考究せんとすれば、その根拠となる地質および地質構造の概要を述べな

第1表 大村湾を中心とする地域における地質層序表

| 時 代 | 岩 層 名 | 備 考 | |
|------------------|----------------|---|------------------------------|
| 第 四 紀 | 沖 積 世 | 河床海浜堆積層, 崖錐堆積層, 扇状地堆積層, 有明粘土層相当層, 低位段丘堆積層 | 泥土, 砂, 礫 |
| | 洪 積 世 | 高位段丘堆積層 下釜貝層 | 砂, 礫, 火山灰 堆積面高+20m |
| | | 山陰系角閃安山岩類 | 角閃安山岩類 |
| | | 藤津累層 | 凝灰角礫岩, 凝灰岩 |
| 新 第 三 紀 | 洪 積 世 鮮 新 世 | 松浦玄武岩類 | 往々熔岩台地をつくる |
| | | 喜々津植物化石層, 茂木植物化石層 | 凝灰角礫岩, 凝灰岩, 湖底堆積岩層 |
| 古 第 三 紀 | 中 新 世 | 迸入岩類 | 岩床状迸入, 肥前粗粒玄武岩に対比可能 |
| | 漸 新 世 | 杵島層群 長与層群 | 北岸地区では杵島層群, 南岸地区では長与層群と呼ぶ |
| | | 始 新 世 | 矢上層群 諫早層群 |
| 先 古 第 三 紀 | 先古第三紀火成岩類 | 花崗岩, 石英斑岩, 閃緑岩, 蛇紋岩 | |
| 古 生 代 | 西彼杵変成岩類 | 石墨石英絹雲母片岩を主とする | |



第2図 大村湾を中心とする地域の地質概略図 (松下久道編一部変更)

ればならないが、本地域の地質および地質構造に関しては古くから多くの先達によって調査研究されてきており、ここでは主としてそれら先達の見解に倣い、抽出総括して概述することとする。

地質構造発達史を考究する場合、特に表層と基盤との層位関係を慎重に取扱うことが肝要である。大村湾を中心とする地域では新期火山岩類をも含めての第四系の基盤といえ、小地域を除けば中生界を欠いで西彼杵半島および長崎半島区では直接古生界に属する変成岩類であり、その他の地区では古第三系である。

本地域を構成する主な地質につきその層序を第1表に示し、それらのおおよその分布を第2図(松下, 1971)に掲げるが、層序表や爾後本文中に使用する地質図では出典を異にしているため、地層区分や呼称名が必ずしも統一されていないことを予め断っておく。

I. 西彼杵変成岩類

西彼杵半島に広く分布する変成岩類は西彼杵変成岩類(野田ら, 1957)または長崎変成岩類とも呼ばれているが、半島北部では古第三系や玄武岩類に被われ、南部では安山岩類や湖成層(いわゆる長崎火山岩類)に被覆されてその姿を消すが、長崎市以南の長崎半島(野母半島)では再び露われている。本地域における基盤岩をなすもので、北西部九州では最古の岩体と考えられており、琉球列島の変成岩類の延長とする見解もある。

いわゆる三波川式結晶片岩類で、主に石墨石英絹雲母片岩からなり、蛇紋岩体や石英脈の貫入が顕著である。特に蛇紋岩体の貫入に富む部分に限っては若干の緑色片岩類を伴っている。

従来三波川変成岩に対比されたり、三郡変成岩類の一部と考えられているが、いずれにしても古生代に属することは確かである。

西彼杵半島においては、半島の中央を南北走る背梁をほぼ軸とし西側にやや緩やかに、東側に急斜する非対称的な背斜構造をなしているが、半島北部においては軸が北方に沈降して半ドーム構造を呈している。このドーム構造をも一括して西彼杵背斜(野田ら, 1957)と呼ばれている。この褶曲運動には西彼杵変成岩類に限らず古第三系、さらには新期の玄武岩類(松浦玄武岩類)までもが一部参画しているようである。

西彼杵半島では西彼杵背斜構造を切る多くの断層が発達しているが、その主要なものにNW-SE, NE-SW, E-Wの3系統がある。そのうちNW-SE系統のものが他のいずれよりも新しい時代にまでも活動したことが考えられ、しかも最も優勢である。NE-SW, E-W両系統のもの新旧関係は詳らかでないが、3系統の断層はいずれも最後の褶曲運動以後に生成し、そのうちには松浦玄武岩類噴出後にまで及んだものもある。

II. 先古第三紀火成岩類

本地域において西彼杵変成岩類のほか古第三系の基盤をなすものに花崗岩、石英斑岩、蛇紋岩などの火成岩類があるが、その分布域は小さく、しかも西彼杵変成岩類には貫入していても古第三系との層位関係は詳らかでなく、おそらく古第三系堆積に先立って迸出したものと推定されるに過ぎない。

III. 古第三系

九州北部には広く古第三系が分布し、しかもその中には有用な石炭層を挾有しており、その石炭は古来わが国におけるエネルギー資源として産業の基盤をなしてきた。そのためにも特に

古第三系については地質学的、古生物学的調査研究が多くの先達によって続けられてきた。しかし各地区においての地層区分や呼称名も異っていたが、長尾(1928)によって総合的な層序がほぼ確立され、その後の研究者によってさらに補足された。

本地域においても古第三系が広く分布すると思われるが、新期の火山岩類や扇状地堆積層のほか新期の堆積層に被覆されて主な露出区は南岸の諫早地区と北岸の早岐地区である。

A. 諫早地区

諫早地区の古第三系分布区は諫早炭田とも呼ばれているが、この地区での古第三系は下位から諫早、矢上、長與の3層群に大別されている(山崎ら, 1965)。各層群はいずれも整合であるが、諫早・矢上両層群は始新世に、長與層群は漸新世に属する。

a. 諫早層群: は全層厚 900~1,000 m 以上にもおよび有孔虫化石を含む黒色頁岩類を主とする純海成層に始まり、上位に向い次第に砂岩を混え、時には礫質となり偽層、漣痕なども見られ、まれには炭質物も認められる。最上部は淡水~汽水性の貝化石を産する瀕海性層となり、全体として海退相を示している。

b. 矢上層群: は全層厚 350~450 m であるが、本層群もまた海棲生物化石に富む海進相から石炭層を挟有する海退相へ移化する。しかし最上部は上位の海成の長與層群への移化部となり、層群内において一つの堆積輪廻を示している。上部に挟在する石炭層は、かつて矢上地区で稼行されたこともある。

c. 長與層群: は全層厚 500 m 以上であるが、全層を通じて海棲貝化石を多産する海成層である。唐津炭田における杵島層群、崎戸松島炭田における西彼杵層群に対比され、ともに漸新世とされている芦屋層群に相当する。諫早地区での分布域は小さいが、これに相当する杵島層群は北岸の早岐地区に広く分布する。

諫早地区における古第三系の地質構造は、中央部に突出する井鍾尾岳や行仙岳などの火山岩体を境として東、西両部で著しく異っている。

東部では緩やかな褶曲構造を伴いながら大局的には北に緩傾斜する単斜構造で、下位層から上位層へと北に順次配列分布している。

西部では南北走向で西に急傾斜する単斜構造であるが、このような構造はこの地区のみに限定されており、おそらく新期火山岩類(山陰系角閃安山岩類)に影響された結果であろう。

B. 早岐地区 杵島層群

大村湾北岸の早岐地区に分布する古第三系については多くの調査研究の成果が公にされている(野田ら, 1955; 高橋ら, 1957; 山崎, 1959; 阪口ら, 1970)。

本地区に分布する古第三系は、唐津炭田区の杵島層群、崎戸松島炭田区の西彼杵層群に対比できるが、唐津炭田区とのつながりから一応杵島層群と呼ぶこととする。なお本層群は北岸の早岐地区のみでなく、西岸の西彼杵半島北部および東岸地区にも広く分布している。諫早地区で長與層群としたものもこの一部に相当するが、両分布地区間は新期火山岩類に被覆され、貫入されて直接に属位関係を詳らかにすることはできない。

本層群は一連の海成層であるが、本地区が地理的にも唐津炭田区と崎戸松島炭田区との中間にあり、堆積相もおおむね両層群の漸移相を呈している(山崎, 1959)。

本地区における古第三系はおおむね北東に走向し、北西に傾斜して南東部から北西方へ下位層から上位層が順次配列分布しているが、その後の断層運動によってブロック化され乱されて

いる。

本地区の古第三系も比較的緩やかな褶曲構造が見られるが、その代表的なものは川棚の北西部に聳ゆる弘法寺岳-白岳を結ぶ NNE 方向軸を有する顕著な背斜で、前述の西彼杵背斜とともに天草型褶曲 (大塚, 1942) に属するであろう。

主要な断層としては NWW-SEE, NW-SE 系統のものが卓越しているが、火成岩類のうち特に新期の酸性岩類 (流紋岩など) は、これらの断層の弱線に沿うて貫入噴出したものと推定されている。しかし玄武岩類の分布はこの範ちゅうにはいるとは限らない。

IV. 新期火成岩類

古第三系堆積後に活動した火成作用により生成した火成岩類は多様であり、しかも広く分布している。これらについての区分や呼称も多岐に亘っているが、ここでは諫早地区における山崎ら (1965) の区分呼称に倣うこととする。

- a. 迸入岩類
- b. 松浦玄武岩類
- c. 藤津累層
- d. 山陰系角閃安山岩類

a. 迸入岩類: の代表的なものは普通輝石かんらん石玄武岩, 曹灰長石玄武岩質岩, 黒雲母角閃安山岩などであるが、これらはいずれも迸入岩体であり古第三系の褶曲に参加している。各系統の断層にも切られていることからこの地域の古第三系堆積後最も古い火成活動に関連して迸入したものと推定される。産状, 岩相または岩石学的諸性質から肥前粗粒玄武岩類 (松本ら, 1960a, b.) と対比され, その迸入期も同じ中新世末と推定されている。

b. 松浦玄武岩類: ここに松浦玄武岩類としたものは, 大村市南部の三浦半島一帯に分布し熔岩台地をなすほか, 西彼杵半島北部をはじめ大村湾沿岸地域にも広く分布している。三浦半島では基底面は平坦で, 古第三系の異った層準上に畳重しており, 古第三系堆積後に褶曲, 上昇と削剝の時代を経て松浦玄武岩類の活動があったことを物語る。

しかし長崎県北部のいわゆる北松地区に広く分布する松浦玄武岩類と直ちに対比することには火山層序学的, 岩石学的になお問題は残るが, 日岳一帯の松浦玄武岩類の下位には厚さ約 30m の凝灰質岩層が発達しており, その最上位には厚さ 1m 以下の低品位の褐鉄鉱層が挟在する。ここでは化石は未だ発見されていないが, 北岸の川棚付近に分布する褐鉄鉱層を含む地層 (野田ら, 1959) と類似し, とともに九州西北部に分布する松浦玄武岩類の基底下に発達する鮮新世末~洪積世初期と考えられている面高礫岩, 佐留志砂礫層または八ノ久保砂礫層などと呼ばれているものに對比される。

日岳地区では豊肥火山活動に属し, 洪積世初期と考えられている藤津累層との直接の層位関係は知られていないが, 藤津累層に被われることはほぼ確かである。従って松浦玄武岩類の活動期は, 基底下の凝灰質岩層とともに鮮新世末~洪積世初期と考えられる。

但し大村市北部の鉢巻山や長崎空港が建設された箕島などを構成する玄武岩類はさらに後期に噴出したものであって, これとは区別さるべきである。

なお大村湾北岸地区に分布する流紋岩類については詳細な時代的考証を有しないが, おそらく松浦玄武岩類活動期と相前後して噴出したものであろう。

c. 藤津累層: 大村湾南岸地区特に多良岳山腹斜面部に広く分布するほか橘湾岸からさらに南の雲仙岳基底部にいたるまでも分布している。

本累層は長崎火山区における喜々津植物化石層（橋，1957）と松浦玄武岩類基底の一部が抱合すると思われる白色～灰白色の層灰岩層に始まり凝灰角礫岩，凝灰岩などの火山碎屑岩を主とし熔岩をも混ゆるが，堆積末期になると熔岩流が活潑となり熔岩を主とするにいたる。角礫および熔岩の大部分は複輝石安山岩質で，長崎火山岩類（後述）と一連のものと考えられている。

本累層は豊肥火山活動に属するものとされ，大阪層群や大分層群瀧尾層に対比され，その時代は洪積世Ⅰ期に同定されている（山崎ら，1965）。

なお基底の層灰岩層を切り藤津累層主体には被われる NNW-SSE 性の断層の存在が，諫早市街地付近の地下において認められている（村上，1968）。

なお本累層の主体が火山角礫岩や熔岩などの火山性岩からなるため，基底の層灰岩層をも一括して火山岩類として取扱った。

d. 山陰系角閃安山岩類：多良岳，雲仙岳の山体を構成するほか沿岸各地に分布する角閃安山岩類は，大分県下の諸火山をつくる山陰系火山活動に関連した角閃安山岩類に対比され，その噴出期は洪積世後期と推定されている。

山陰系角閃安山岩類は藤津累層を貫いて噴出し，多良岳や雲仙岳の山体をつくっているが，多良岳火山の寄生火山として生れた大村市北部の飯盛山や武留路山をつくる安山岩類，さらに遅れて鉢巻山や箕島を構成する普通輝石かんらん石玄武岩などが噴出した。

V. 新期堆積岩類

ここに新期堆積岩類として扱うものは，古第三系堆積後しかも主として鮮新世末～洪積世初期に始まり現世にいたる諸堆積岩層である。

a. 喜々津植物化石層：長崎市を中心とするいわゆる長崎火山区内には古くから知られた茂木植物化石層に相当する植物化石を含む堆積層が各所に分布する。大村湾南岸の喜々津付近に分布する喜々津植物化石層（橋，1957）もその一つで，下半部は安山岩質凝灰岩が優勢であるが植物化石を包蔵しており，層理がよく発達しているので，水底堆積なることは確かであるが，上部になるにつれ安山岩質火山岩塊を増しているのので，従来安山岩類として一括されてきた。しかし橋は南部の茂木植物化石層に対比し，ともに長崎火山区内に生じた淡水の化石湖に堆積したもので，火山岩類とは区別さるべきであるとした。

本層は松浦玄武岩類としたものによって被われており，九州北西部に広く分布する松浦玄武岩類の基底に発達する面高礫岩（佐留志砂礫層，八ノ久保砂礫層）に対比されるもので（橋，1962），その堆積期は鮮新世末～洪積世初期と考えられている。

b. 下釜貝層：橋湾に臨む江浦海岸に山陰系角閃安山岩の侵食面上に重なる貝化石層が発達しており，鎌田ら（1955）により下釜貝層と呼ばれた。

下釜貝層は基底礫岩に始まり含礫泥岩から泥岩へと移化している。基底礫岩中の礫の多くは基盤の角閃安山岩や古第三系に属すると思われる頁岩，砂岩の円礫であるが，その上部の含礫泥岩部には炭化木片が含有されているほか海棲貝化石の印象が残されている。さらに上部の泥岩部は厚さ約 4m で下釜貝層の主体をなすが，塊状無層理でほとんど均質である。特に泥岩部のうちでも下半部には貝化石を豊富に包蔵しており，よく保存されている。貝化石のうち識別されたものだけでも二枚貝 32 種，掘足類 1 種，巻貝 17 種で，このほかにカニ，フジツボ，ウニ，有孔虫などの化石も含まれている。貝殻が最も多く集まっている部分は厚さ 60cm，巾 6m 位の範囲で，その延長は次第に疎らになり散点的である。

上半部には全く化石は含まれず、最上部には巨礫が含まれている。基底礫岩から含巨礫泥岩部までの全層厚は約 6m であるが、このうちに一つの堆積輪廻を示している。堆積期は洪積世とされているが、洪積世後期の山陰系角閃安山岩類の侵食面上に疊重するので、洪積世でも少なくとも末期の堆積ではないかと考える。

下釜貝層上には cobble を主とした礫層が整合的に重なるが、この礫層は安山岩の円礫を粗粒砂が弱く膠結したもので、層厚は約 15m である。堆積面は標高 20m の原面を有する段丘面で、比較的良好に保存されており、下位の下釜貝層をも含めて段丘堆積層である。

c. 高位段丘堆積層 (仮称): ここに高位段丘堆積層と仮称したものは、諫早市貝津海岸近くに発達する段丘堆積層であるが、堆積原面は標高約 20m で比較的良好に保存されている。この段丘堆積層は国道 34 号線の南側丘陵地の裾部に堆積したもので、西大川の両岸にてよく観察できる (Pl. 1, Figs. 1, 2)。

段丘堆積層の基底は不明であるが、周囲の地質分布からおそらく古第三系の侵食面上に不整合に疊重するものと推察する。層厚は 10m 以上と推定され、円磨された安山岩質礫を主とし粗粒～細粒砂で弱く膠結されたものであるが、稀には古第三系に属すると思われる砂岩、頁岩礫も見られる。礫の大きさは人頭大以下のものが多いが、それ以上の巨礫の集まっている部分もある。なお礫層には厚さ 10cm 内外の火山灰質粘土層が挟在する。

本礫層は大村湾に面する北斜面裾部にのみ発達し、西大川に沿う上流部には追跡し得ないことから海成段丘堆積層と判断した。

堆積層中からは化石を発見し得ず、堆積期を推定する積極的資料に乏しいが、堆積面高度や岩相から下釜貝層を含む段丘堆積層にはほぼ対比できるのではないかと考え、その堆積期もまた洪積世末期かと推察している。

d. 低位段丘堆積層 (仮称): 大村湾沿岸地帯には顕著ではないが標高 4m 内外の面を有する段丘が発達しており、段丘上には砂礫層が堆積し、大村市溝陸部落北部で見ると限り 50cm 程度の厚さを有している。この砂礫層を低位段丘堆積層と仮称する。

段丘崖面上には波食痕と思われる notch が刻まれており、かつての海崖であったことを思いしめる。波食痕の上限は +4m 程度であり、しかも波食痕を残す段丘崖は現在の汀線から遠いところでは 1km 以上も内陸側に位置している。

明瞭に波食痕と認め得るものを残す段丘崖は観察し得た範囲では、大村湾に面する大村市溝陸部落裏、諫早市内の清水町東大川右岸路傍、西大川右岸にある日本大学高等学校下、赤島北岸、大島東端などであるが、いずれも古第三系に属する砂岩崖面に刻まれている pit, crevice, over-hang など (Pl. 1, Figs. 3, 4, 5, 6) である。

諫早湾は現在広く干拓されているが、その縁辺部にも明らかに低位段丘は発達している。しかし宅地造成などのために段丘崖は破壊されまたは被覆工が施されたりしているところが多く、明らかに波食痕と思われるものは見出せなかった。

低位段丘の形成期すなわち低位段丘堆積層の堆積期について積極的なデータはないが、段丘面の高さや波食痕の上限の高さなどからおそらく沖積海進ピーク時に相当し、波多江ら (1973) によれば今より 4430±85 年前の縄文中期に当るのではないかと考える。

e. 有明粘土層相当層 (仮称): 湾岸地帯に発達する海岸平地は低位段丘崖裾から広がり、面高はおおむね +0.10～0.75m である。海岸平地下の地質に関しては、全般的に論ずる資料はないが、諫早一大村両市界付近で (株) 応用地質調査事務所が施工した試錐探査の範囲では、0～2m 厚さの表土下には 2.0～12.5m 厚さの黒灰色粘土質シルト層が発達しており、その中

には多くの海棲貝類殻や腐植物を含有している。基底部には0.4~2.0mの砂層または砂礫層が発達していることもあり、基盤は沿岸地域に分布している古第三系である。

本層主部の黒灰色粘土質シルトについての地質学的、土質工学的検討は今後さらに深める計画であるが、現在までの知見では有明海域における有明粘土層に類似しているので、ここでは有明粘土層相当層と仮称した。しかし下底部には有明粘土層基底の埋没谷堆積物に相当するものが含まれていることも考え得る。

海岸平地における有明粘土層相当層の上面が、現海水準より僅かながらも高いところがあることは、堆積当時の海水準が現在より高かったことを物語るもので、低位段丘崖すなわち沖積海進時の海崖の発達時代の堆積と考える。

諫早湾干拓地でも湾奥部付近で20数m厚さの貝殻・腐植物混りの泥層または砂礫層が発達しているところもあり、諫早市街地下にも地下10数mに厚くはないが粘土、砂層が発達している(国土調査, 1971)。これらも有明粘土層相当層に属するものではないかと思われるので、沖積海進時には諫早地峡にも海が深く進入していたものと思う。

また大村湾内の海図によると貝殻混り泥土の分布点が数多く記入されている。これらの泥土が如何なるものかは明確ではないが、有明粘土層相当層の分布も考え得られる。

f. 崖錐堆積層および扇状地堆積層: 山腹緩斜面部や山麓部には崩落した土石が堆積して各所に崖錐を形成しているが、それらは多く礫・砂・粘土からなる。

扇状地堆積層も各地に発達しているが、特に多良岳山体の藤津累層分布区に多く、そのうちでも代表的なものは大村市街区ののり大扇状地である。この扇状地は多良岳に源を発する萱瀬川(下流部は郡川)によって形成されたもので、砂・粘土および多良岳火山岩礫から構成されている(地調, 1966)。

大扇状地の地下構造については、扇面上の富ノ原において施工された深度300mに達する試錐結果によって一部明かにされた。松下ら(1974)によれば扇状地堆積層は砂礫層からなるが、その中には厚さ1~2m程度の粘土層が3層挟在している。全層厚は75mである。砂礫層中の礫は主として安山岩質で、大きさは拳大から人頭大のものが多い。

試錐地点においては扇状地堆積層の直接の基盤は玄武岩類で、その厚さは63mに達している。玄武岩類の下位には藤津累層と思われる安山岩質角礫岩や同質の凝灰岩からなる岩層が発達し、その厚さは148mでその下位すなわち地表下286m以下には古第三系の砂岩が発達している。このことから本地区においては火山岩類を含めた第四系の基盤として古第三系が広く分布することが推察される。

g. 河床海浜堆積層: 本地域の河床海浜においても現在なお砂礫の堆積が行われつつあることは言を俟たないが、本域は全般的には沈降性の地形を呈し、半島や島が多く長大なる河川の発達もなく、山腹が直ちに海に没しているところも多く砂浜の発達は少ない。従って河床海浜堆積層の分布は顕著ではない。

地質構造発達史

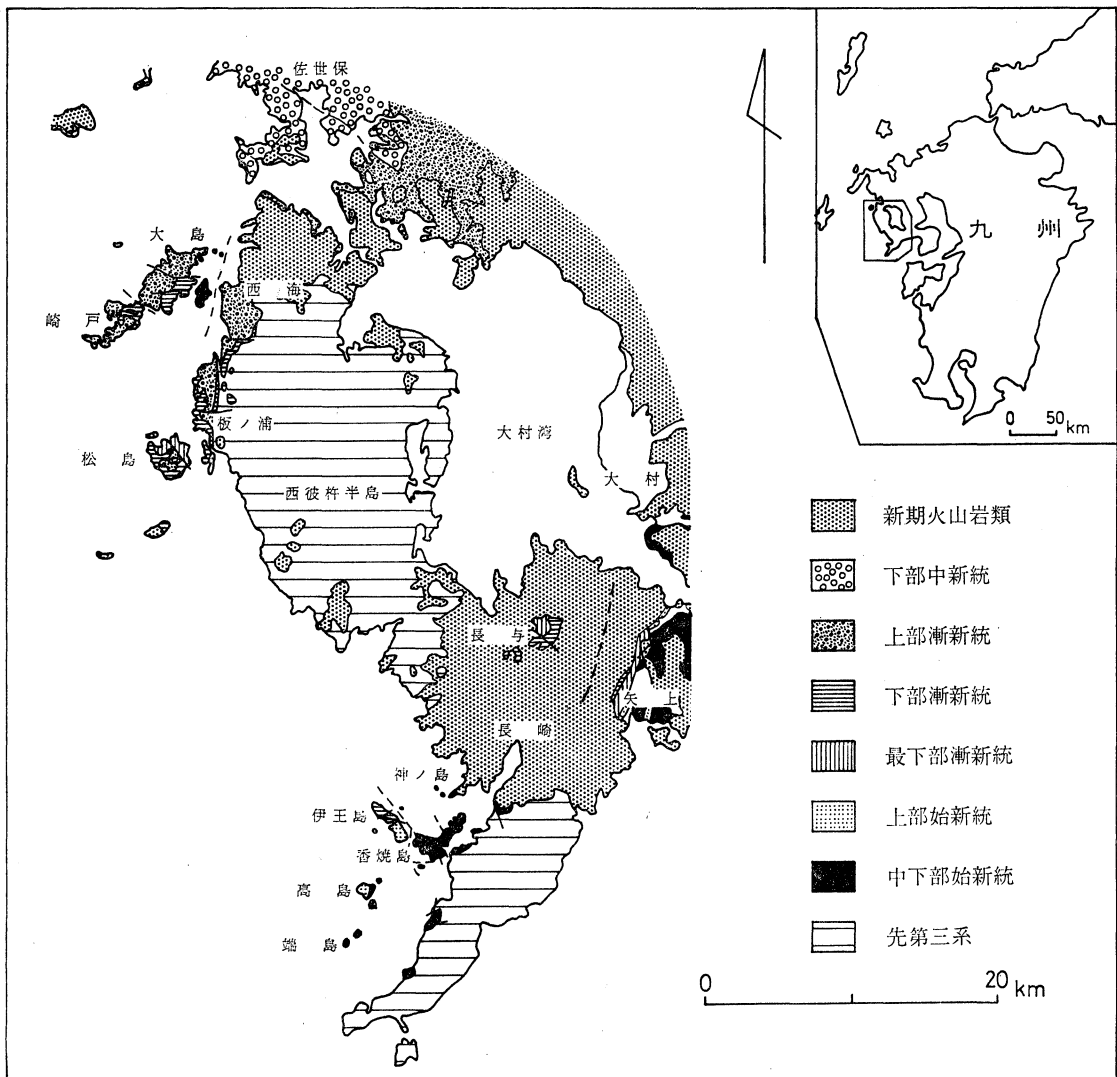
大村湾を中心とする地域における地質構造の変遷を時代を追って記述する。

I. 先第三紀

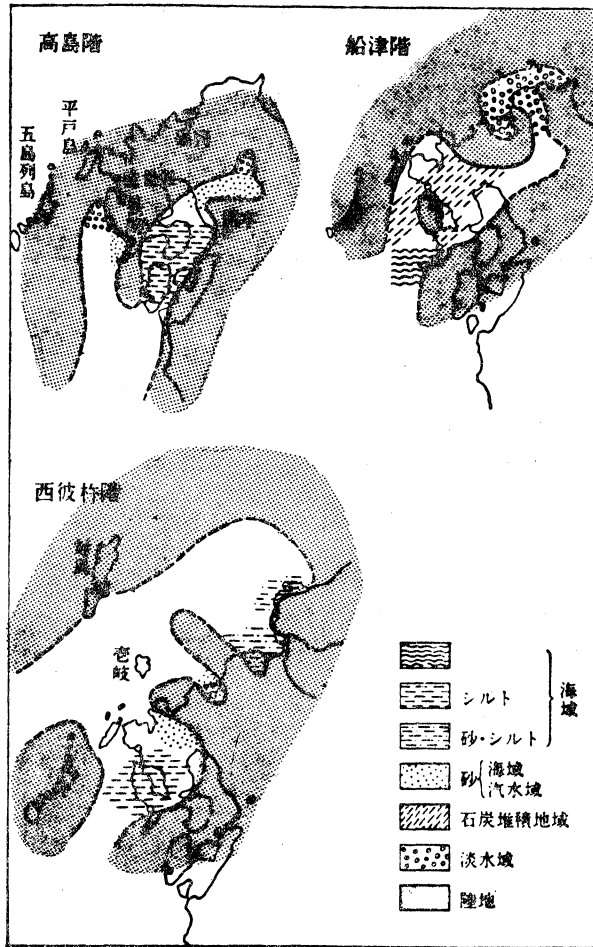
西彼杵半島の主体を構成する変成岩類は西彼杵変成岩類と呼ばれ、北西部九州では最古の岩

体と考えられている。いわゆる三波川変成岩に対比されたり、三郡変成岩の一部と考えられているが、いずれにしても古生代に属する。西彼杵半島においては半島の中央を南北走る背梁をほぼ軸とし、東西非対称的な背斜構造を呈し、軸は北部で沈降して半ドーム構造となるが、このドーム構造をも含めて西彼杵背斜と呼ばれている。この背斜構造をつくった褶曲運動は変成岩化せしめた動力変成作用と密接な関係を有していることは考えられるが、この背斜構造には古第三系のみならず、さらに新期の松浦玄武岩類までもが一部参画しているので、背斜形成は単一の時期に限定されるものではなく、先古第三紀に端を発し、その後断続的であっても後期鮮新世以降にいたるまでの長い時代に亘り繰り返された造構造運動の総和によるものと考えたい。

西彼杵変成岩類と古第三系との地質構造的関係が未だ十分に明らかでないので、変成岩類生成後古第三紀にいたるまでの地質構造発達史を綴ることは今のところ困難であるが、先古第三紀の造構造運動特に断層と侵食作用によって生じた凹地帯に古第三系が堆積したことだけは確



第3図 大村湾を中心とする地域における古第三系を主とする地質分布図 (水野篤行原図一部改訂).



第4図 古不知湾の変遷 (水野篤行原図)

かである。しかしこの間に変成岩類に貫入し古第三系には被覆される花崗岩、石英斑岩、閃緑岩、蛇紋岩などの火成岩類を迸出せしめた火成活動のあったこともまた認めねばならない。

II. 第三紀

北部九州には古第三系が広く分布しているが、その堆積相からみてもおおむね南から北へ海の広がりがあり、その後逐次陸化したものと考えられている。大村湾を囲む地域に分布する古第三系もその例に漏れず、第3図に示すように南から北へ古期のものから新期のものが分布している。

水野 (1962) は西日本における古第三紀および新第三紀初期の貝化石群に基き、下位から高島、沖ノ島 (以上始新統)、船津、間瀬、西彼杵 (以上漸新統)、および佐世保 (下部中新統) の6階に区分した。しかも各階の堆積環境を復元してその堆積盆地を古不知火湾と呼び、時代の推移に伴う湾入の変遷を画いた (第4図)。

高島階 (期) では古不知火湾は、古高島湾と古有明湾とに分岐していたが、いずれも高鹹汽水を湛えた浅海であった。沖ノ島階 (期) になると2つの湾の区別はなくなり、東方および北方へと盆地は広がり、貝類は大部分が海棲種となっている。船津階 (期) になるとさらに北方の崎戸松島炭田区および唐津炭田区にまで新しく海に覆われることになるが、後期には陸水域と化している。この階 (期) には九州の北部炭田区では汽水～淡水域の状態が続いていたことが貝化石群によって推知できる。間瀬階 (期) になると本地域の北部区も海に覆われるようになるが、大規模の海進が起ったのは次の西彼杵階 (期) であって、古不知火湾域の大部分が海に覆われた。

最後の佐世保階 (期) には別に北松浦湾の存在が考えられるが、この湾は主として淡水を湛えた状態で、時に海水が進入したことが推測されている (糸魚川, 1973)。

大村湾南岸地区に分布する古第三系の主部はおおむね高島階、沖ノ島階および船津階に相当するが、小地域に分布する長興層群のみが間瀬階に相当する。

大村湾南岸区古第三系は、西部では新期火山岩類に影響されて南北走向し西に急斜しているが、東部では緩やかな褶曲を伴いながらも大局的には北に緩傾斜する単斜構造を示している。古第三系堆積当時の海は前述のように唐津炭田区を湾奥として南から海進覆蔽したと考えられるので、地層の原生傾斜は常識では軽微ながらも南傾斜であるべきである。然るに全くこれ

に反しているのは、古第三系堆積中およびその後引き続いて起った唐津傾動運動（山崎，1959）に支配された結果であろうと考える。

大村湾北岸地区に分布する古第三系の主部は杵島層群で間瀬階に相当するが、本地域においては下位の相知層群（沖ノ島階，舟津階に相当するが本域内には露出せず）および上位の佐世保層群（佐世保階に相当し北部地域に広く分布する）とは整合関係にあるとされている（高橋ら，1957）。

北岸地区の第三系も比較的緩かに褶曲しているが、その代表的な褶曲構造は川棚北西部のものである。褶曲軸は西彼杵背斜と同様に NNE 方向であって、天草下島の地質構造を支配する顕著な褶曲方向（波多江，1960）や唐津炭田南部区において指摘されている褶曲（松下，1951）にも相当し、ともに天草型褶曲に属するものであろう。

この褶曲運動はおそらく始新世中期以降に始まるものと考えられるが、松浦玄武岩類も一部この褶曲に関与しているところから少くとも鮮新世末期にいたるまでも断続的ながら繰り返されたものとする。本域においては褶曲構造と新期火成岩類との地質構造的関係が未だ十分には詳らかにされていないが、新期火成岩類が褶曲運動を惹起せしめた基本的要因とは考えられない。

北岸地区における古第三系もまた唐津傾動運動によって北東走向・北西傾斜で、南東部から北西部へと順次上位層が配列分布しているが、その後の断層運動によってブロック化され地層分布は乱されている。

大村湾周辺に分布する古第三系は多くの断層に切られており、主要断層はおおむね NW-SE 系、NE-SW 系および E-W 系の 3 系統に大別されるが、特に NW-SE 系のものが卓越している。

3 系統の断層は九州北部に分布する総べての古第三系や中新世前期の佐世保層群を切るばかりでなく、中新世末期と考えられている肥前粗粒玄武岩に対比される侵入岩類をも切っているため、これらの断層は中新世末期までも断続しながらも活動したと考えざるを得ない。

特に NW-SE 系統の断層は古第三系の堆積盆地形成の一要因をもなし、筑豊型構造（松下，1951）をつくったとも考えられているが、なおその系統の断層のうちには鮮新世末～洪積世初期にまでも活動したものがあ

既に述べたように岩床状岩体をなす玄武岩類や安山岩類は古第三系の褶曲にも参加しており、各系統の断層にも切られていることから古第三系堆積後最も古い火成活動に関連したもので、肥前粗粒玄武岩に対比され中新世末に侵入したものとする。

前述のように古第三系堆積後緩やかな褶曲・傾動運動に次いで火成活動があり、さらに主要断層の活動が起った後には削剝の時代が訪れた。永い削剝時代を経て第三紀も終末の鮮新世後期になると、この削剝面上には多量の火山噴出物によって特徴づけられる火山性碎屑岩層が堆積したが、その中には保存のよい植物化石に富む化石層が挟在している。

この種の堆積層は長崎市を中心とした地域に分布し、開折されてはいるが火山体をなしているとして橘（1955）はこれを長崎火山と呼ぶこととした。

長崎火山の周縁部に当る長崎市茂木付近に分布する茂木植物化石層は古くから知られ有名である。植物化石層は片岩類、古第三系あるいは玄武岩の削剝面上に不整合に重なる礫岩層上の凝灰質岩、角閃安山岩質角礫岩層中には植物化石層が挟在する。この植物化石群は日本における新生代植物として古くから知られたものの一つで上部鮮新世に属するものとされている。

矢部ら（1930）は日本群島の大陸期（低海水準期）における海拔 700 m 程度の高地に生育した植物群であると結論した。

大村湾南岸の喜々津付近も長崎火山区に属するが、ここに分布する喜々津植物化石層も茂木植物化石層とはほぼ同時期のもので、安山岩質火山噴出を主とする化石湖の堆積物とされている。これらのほかにも長崎火山区内には同様の堆積層の分布が知られている。

茂木植物化石層および喜々津植物化石層の堆積に次いで松浦玄武岩類の噴出が考えられるが、本岩類は熔岩台地をつくることが多い。大村市南部の三浦半島一帯に分布する松浦玄武岩類基底には厚さ約 30m の凝灰岩層が発達しているが、このものは九州北西部に広く分布する松浦玄武岩類の基底に発達する面高礫岩（佐留志，八ノ久保砂礫層）に対比され、前述の喜々津植物化石層にも対比できると考えられており、鮮新世末期（洪積世初期に及ぶ？）に属する。このような層序関係は大村湾北岸地区にも追跡できる。

なお豊肥火山活動に属する藤津累層の基底に発達する層灰岩層は喜々津植物化石層と松浦玄武岩類基底の凝灰岩層が抱合するものと考えられているが、この層灰岩層を切る NNW-SSE 系の断層は上位の藤津累層には被蔽されているので、この断層は両層堆積期の間すなわち鮮新世末～洪積世初期に生成したものと考えざるを得ない。

ここで大村湾の輪廓形成について考察することとしたい。

海岸線の方向性はその地域を構成する地質、発達する節理、これらを洗う沿岸流などに影響されることは当然のことであるが、沿岸地帯に発達する断層に支配されることもまた多い。この場合大方の海岸線の方向性は大規模断層によって規制され、小屈曲の方向性は海岸近くの小規模断層に支配されている傾向がある。

大村湾を囲む海岸線の方向性もその例に漏れず陸地に発達する断層の方向性に支配されている傾向があり、また ERTS 映像* 写真処理によって得たリニアメント（線形）との関連もうかがわれる。

Pl. 1, Fig. 7; Pl. 2, Figs. 8, 9, 10, 11 はリニアメントの方向性が比較的シャープに現われているものである。

大村湾底は新期堆積物に被われてはいるものの、その基底の地形を反映していると思われるが、基底の地形は海岸線とともに陸地に見られる断層の延長によって支配されている傾向がある。

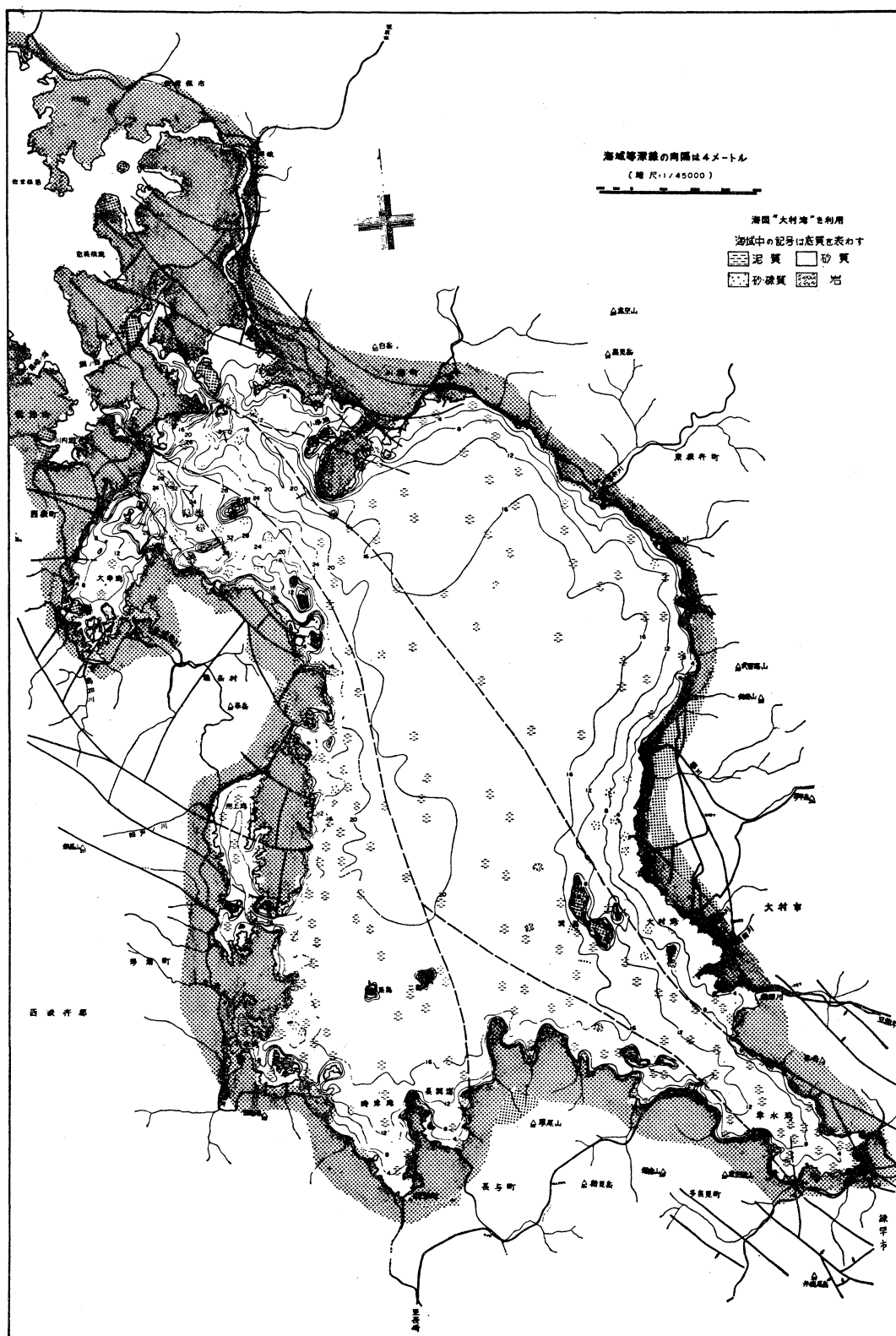
このような思考に拠れば大村湾の輪廓はおおむね第三紀中葉以降洪積世初期にいたるまでの地殻運動特に断層運動により完成されたものと思う。

さらに推論すれば、西彼杵半島を構成する変成岩類と他の沿岸地域の広域に亘り基盤をなす古第三系との境は、西彼杵半島東岸に近く海岸線にはほぼ並走する北東落の断層によって画されていると思われるが、この想像断層に沿い深さ 20～30m の溝状の海底谷が発達しており、針尾瀬戸を経て外海に通じている。しかも海底谷は北に向い深さを増していることは、海没前には北流して外海に注いでいた断層河谷の跡とも考えられる（第 5 図）。

一方東岸側では多良岳山系区の標高 100～200m 付近に古第三系が露出しており、大村市街地の地下深所にも古第三系の分布が認められている。

大村湾底における新期堆積層（主として有明粘土層相当層？）下の基盤岩層については資料に乏しいが、主として NNW-SSE 系統の断層により北東落ないし南西落はあるとしても総和的には南西側地塊が陥没し、古第三系かその起伏地形にはほぼ順応して堆積した新期の藤津累層や火山岩類であろう。大局的には大村湾は西岸近くの北東落の断層と東岸側の南西落の断層と

* 現在は LANDSAT 映像と呼ばれているが、使用したものが旧称 ERTS 当時の映像写真なるため ERTS 映像とした。



第5図 大村湾海底地形並びに沿岸地域における断層分布図

による地溝帯に海水が進入したものと考えたい。

斯様にして洪積世初期頃までに大村湾の輪廓は完成したが、この断層運動は藤津累層の主体

をつくる豊肥火山活動と全く無関係ではないように思われる。

III. 第四紀

第四紀初頃までに大村湾の輪廓を形成した断層運動には藤津累層基底の層灰岩層も関与しているが、藤津累層の主体はこの断層を被っているので断層生成後に堆積したものであり、洪積世初期の豊肥火山活動に属するものと考えられている。

藤津累層およびそれ以前の各岩層を貫いて角閃安山岩類が噴出した。これらの火山岩類は山陰系火山活動に属するものと考えられており、その噴出期は洪積世後期とされている。

山陰系角閃安山岩類は多良岳、雲仙岳をはじめ熔岩円頂丘火山体を構成し、やや開析されて峻峻な地形をつくっていることが多い。

なお多良岳火山の寄生火山として安山岩類や玄武岩類が噴出した。

諫早地区南部の橘湾沿岸には山陰系角閃安山岩類の侵食面上に不整合に重なる下釜貝層と呼ばれる化石層が知られているが、化石層上には引き続き堆積した礫層が畳重し、化石層をも含めて海成段丘堆積層と考えられている。

堆積原面の標高は20mで、比較的良好に保存されているが、化石種に拠ってその堆積期は洪積世とされている。しかし洪積世後期と考えられている山陰系角閃安山岩類の侵食面上に畳重すること故おそらく洪積世も末期に属するであろう。

諫早市貝津海岸に発達しここで高位段丘堆積層とした海成段丘堆積層は、その下底は不明ではあるが古第三系を不整合に被い、厚さは10m余に達するものと推定される。堆積期を推知するに足る十分な資料はないが、堆積面高や堆積相から前述の下釜貝層を含む海成段丘堆積層と同時代の海成段丘堆積物と考える。なおこれらの段丘堆積物は当時本地域においては現在より20m余の高海水準期であったことを証するものである。

長大な地質時代の経過のうちには幾度か地盤の大変動に伴う昇降運動のあったことは認めなければならぬし、その都度相対的には海水準の昇降現象が起ったことも当然である。しかし地盤に動きがない場合でも海水準の昇降現象は起り得るもので、その原因を地球上の氷河の消長に求めんとする説がある。すなわち氷河性海面変動説 (Eustatic movement) である。

洪積世は氷河時代ともいわれ、主な氷期が4回訪れたが、氷期中凍結されていた地上水も間氷期になれば直線的ではないが漸次融氷して海に注ぎ、海水の絶対量を増して海水準は高まり、次の氷期に入れば地上水は再び凍結して海水の絶対量は減少して海水準は低下する。

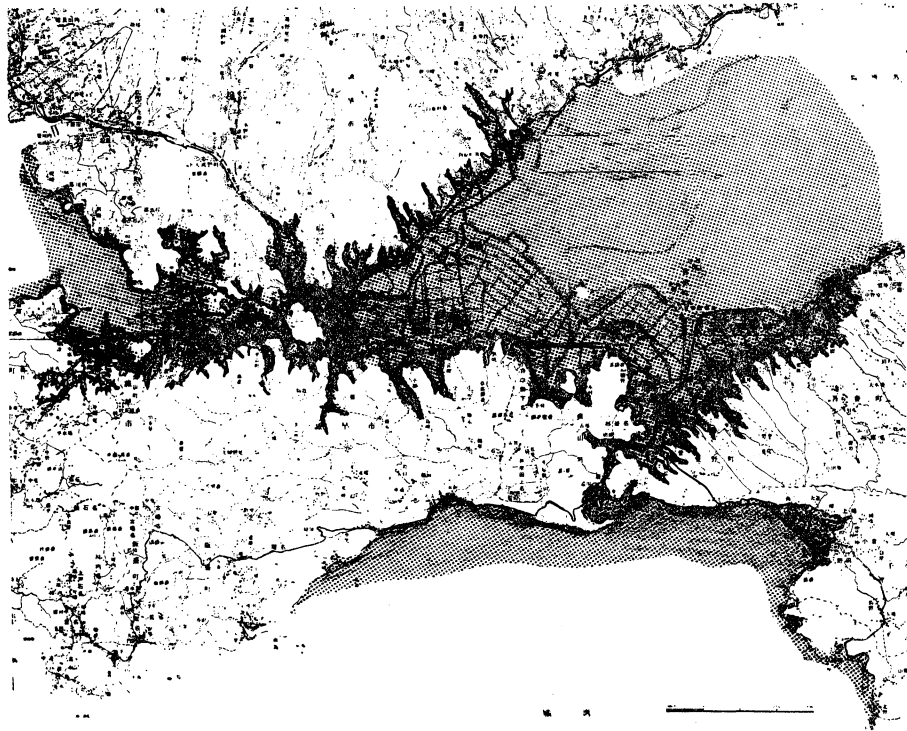
本地域に発達する標高20mの段丘は有明・不知火海域における中位段丘 (有明海研究グループ, 1965) に相当し、その堆積物も洪積世最後の氷期ウルム氷期に入る直前の高海水準時の堆積であろう。

現在よりも20m余も高かった高海水準時の古地理を復元すると、第6図に示すように諫早市一部の低地には海が進入して諫早地峡は海峡化し、大村湾は有明海に通じ、県南地区の諫早以西は孤立して島と化していたであろう。このことは諫早地峡下においてもその当時の海底堆積かと思われる粘土層や砂礫層が分布していることによっても裏書される。

また同時期には島原半島基部の有明川に沿う低地いわゆる愛津地峡もまた海峡化し橘湾は有明海に通じて島原半島部も島となり、多良岳山系区は県北地区から南に突出した半島であったであろう。

その後ウルム氷期となり海水準は漸次低下するが、有明海域では-100m以下にまで低下した (有明海研究グループ, 1965) と考えられている。

ウルム氷期の終焉とともに沖積世 (後氷期) すなわち現世に移行する。



第6図 +20m 高海水準時の古地理復元図

沖積世における堆積層には低位段丘堆積層，有明粘土層相当層，崖錐堆積層，扇状地堆積層および河床海浜堆積層などがある。

大村湾沿岸地帯では顕著ではないが標高4m内外の面を有する3段丘が発達しており，段丘面上には厚さ50cm程度の砂礫層が堆積している。ここにこれを低位段丘堆積層と仮称した。

段丘の形成期すなわち低位段丘堆積層の堆積期に関しては積極的なデータはないが，段丘崖面には明らかに波食痕と思われる notch が残されており，かつての海崖であったことを示すものと思う。

波食痕の上限はおおよそ+4mであるが，本来波食痕は海面付近に形成されるものとされているので，段丘崖形成当時の海水準は現在よりは4m余高かったことを物語っている。

ウルム氷期も終焉を告げ沖積世に入ると直線的ではないが漸次気温は高まり海域は広がるが，この海進を沖積海進，縄文海進または有楽町海進などと呼ばれている。この海進のピーク時の海水準は有明海域では+4mを越えない（有明海研究グループ，1965）と考えられており，波多江ら（1973）も佐賀県伊万里湾域の伊万里貝層の研究により+4m程度とし，その時期は今より4430±85年以前で，縄文中期に当たるとした。

本地域の低位段丘堆積層の堆積期もほぼこれと同時代ではないかと思う。

低位段丘の崖裾下に広がる海岸平地下には海棲貝類殻を含む黒色粘土質シルトを主とする有明粘土層相当層が発達しているが，その上面は現海面よりも僅かではあるが高いところがあり，堆積当時の海水準は現在よりも高かったことは当然考え得る。前述の低位段丘およびその崖面（旧海崖）の形成と考え併せ，沖積海進に始まりそれ以降の堆積物と考える。

海図に記入されている底質分布に拠れば，含貝殻泥土の分布地点が多く，有明粘土層相当層が大村湾底にも広く分布していることも考えられる。

また諫早市街地下や諫早湾（現在は大部が干拓地）底にもほぼこれに類似すると思われる泥や砂からなる海成堆積層が分布発達していることは、かつては海に被われていたことを証するもので、沖積海進のピーク時には現在の海岸平地はもちろん内陸部の谷低地にも深く海が進入した。従ってその当時の海岸線はさらに屈曲に富み、現在陸に繋っている丘陵地も半島となり島として海上に浮び、現在よりも著しく複雑でいわゆるリアス式海岸といわれる沈降性地形を呈していたであろう。現在海汀線から遠く隔っている海岸平地と丘陵地との境付近に、島、崎、津、船、貝などの海との関連性を思わしめる地名が多く見られるのも、これらの地がかつては海浜にあったことを意味するであろう。



第7図 昭和32年諫早水害当時の河川の氾濫図
(橋行一原図)

沖積海進ピーク時および洪積世後期の高海水準時の諫早地区における水陸分布状況は、昭和32年7月の諫早水害当時の河川氾濫図（第7図）によっておおむね想像し得るであろう。

沖積世中期前半に主として造陸運動に起因して諫早地峡や愛津地峡が水道化し、古筑紫海（有明海）を通じて北九州と大陸との交通路の一つとなり、弥生文化の吸収も行われたとの説（山崎，1958）もあるが、地形図（5万分1）に拠っても+20m以上の海水準の上昇または地盤沈下が起らない限り、両地峡が水道化されることはあり得ない。しかるに筆者の見解では洪積世後期の高海水準期以降には、そのような高海水準期はなく、縄文中期に当る沖積海進ピーク時でもせいぜい+4m程度に過ぎず、この程度では両地峡が完全に水道化することはなかったと考える。しかも沖積海進以降は多少の海水準の変動はあったとしても漸次現海水準に移行したと考えられているので、洪積世後期の高海水準期後には諫早、

愛津両地峡の完全なる水道化は考え得られない。

各地質分布区を問わず、山腹の緩傾斜部や山麓部には崩落土石が堆積して崖錐を形成している。また流系沿いには大小の扇状地が形成されているが、特に多良岳山腹の藤津累層分布区によく発達している放射谷には多くの扇状地が発達している。その代表的なものは大村市街地のる大扇状地である。

河床海浜には河川の上流域または他の海浜から運ばれてきた砂礫、粘土が現在もなお堆積しつつあり、侵食作用とともに顕著ではないが、大村湾沿岸をはじめ他の海岸および河川流域の

様相を変貌しつつある。

ま と め

本地域を構成している主な地質は、古生代に属し三波川変成岩類に対比される西彼杵変成岩類と古第三系とを基盤とし、それらを通る火成岩類、不整合に被覆する新时期堆積岩層である。

古第三系は断層と侵食によって形成された堆積盆地に堆積したものであるが、堆積相から当時海は南から湾入り北に向って海進し、その後逐次陸化していったことがうかがわれる。

古第三系堆積後造構造運動は激化し褶曲や多くの断層が生成したが、これらの地殻運動に伴い火成活動も活潑となり、特に第三紀後半から第四紀初期にかけてはその傾向が強かった。

大村湾岸の方向性は断層や ERTS 映像写真処理によって得た線形の方向性に支配されているが、大村湾は鮮新世末～洪積世初期までに活動した断層特に NW-SE 系統の断層によって形成された地溝帯に海水が進入し、その輪廓が完成されたものと考えられる。

洪積世初期には豊肥火山活動による藤津累層の堆積があり、洪積世後期には山陰系角閃安山岩が噴出して多良岳、雲仙岳その他の火山体を形成した。

洪積世末期には Eustatic movement に起因して +20 m の高海水準期が訪れ、下釜貝層を含む段丘礫層および高位段丘堆積層などの海成段丘堆積層が堆積したが、その当時には諫早海峡や愛津海峡は海峡化されていたであろう。

沖積世（後水期）になり沖積海進が起るが、ピーク時の海水準は +4 m 余で、当時の海崖と思われる低位段丘崖には波食による notch が残されている。当時海は内陸側にも深く進入して海岸線は著しく複雑であり、海上には多くの島が散在して現在よりもさらに顕著な沈降性の海岸地形を呈していたであろう。その時期はおそらく縄文中期に相当するが、海底には有明粘土層相当層が堆積した。その後海水準は漸次低下して現在にいたるが、この間地上では扇状地堆積層その他の現世の堆積層が堆積し、また堆積しつつある。

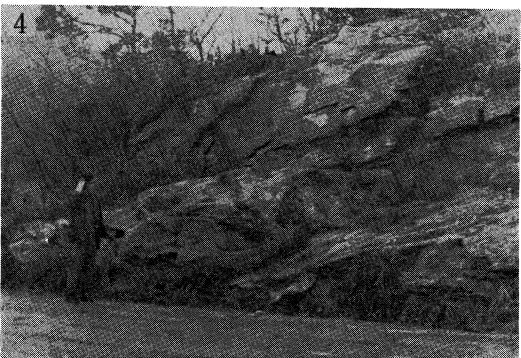
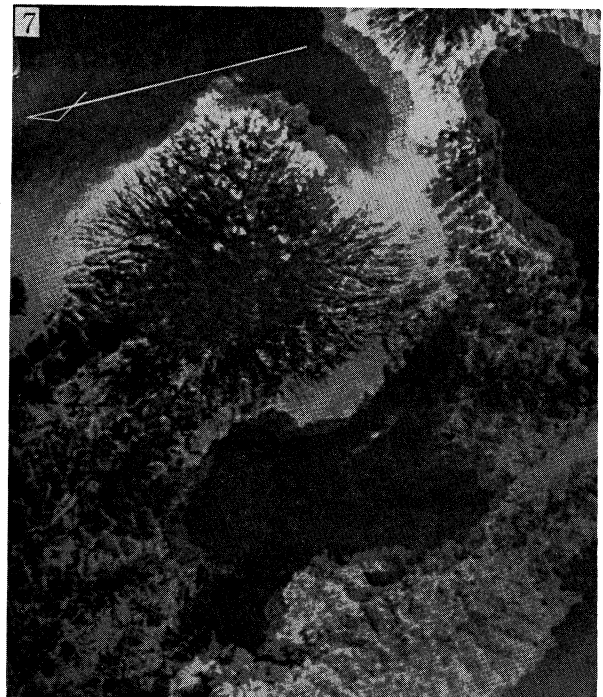
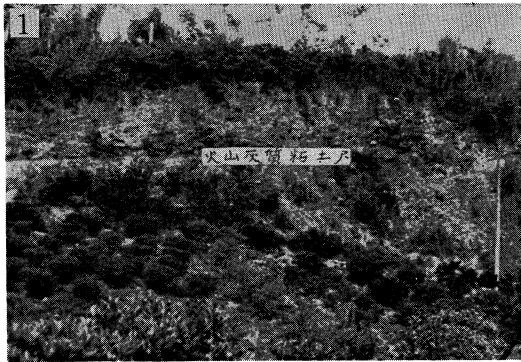
主要参考文献

- 有明海研究グループ (1965); 有明, 不知火海域の第四系. 地団研専報, 11 号, 86.
 地質調査所 (1965); 20 万分 1 地質図, 長崎.
 ——— (1966); 5 万分 1 地質図市説明書, 大村.
 波多江信広 (1960); 天草下島南半部の地質と地質構造. 鹿児島大学理科報告, 9 号, 61-107.
 ———, 鎌田泰彦, 赤井静夫 (1973); 佐賀県伊万里市の伊万里貝層. 第四紀研究, 12 卷, 3 号, 103-112.
 糸魚川淳二 (1973); 日本列島の歴史. 講談社, 現代新書.
 鎌田泰彦, 新野 弘 (1955); 長崎県橘湾北岸の海成洪積層. 長崎大学学芸学部 自然科学研究報告, 4 号, 83-91.
 ——— (1956); 長崎県矢上炭田の層序と高島炭田との対比. 有孔虫, 5 号, 特集 (1), 23-28.
 ——— (1957); 長崎県矢上炭田東長崎町地区の古第三系層序-矢上炭田の研究, その 1. 長崎大学学芸学部 自然科学研究報告, 6 号, 35-45.
 国土調査 (1971); 土地分類基本調査, 諫早, 5 万分 1. 経済企画廳.
 九州農政局 (1972); 有明海周辺の地盤沈下 (諫早, 大村).
 松本徂夫, 山崎達雄 (1960a); 唐津炭田の貫入火成岩類, 特に肥前粗粒玄武岩類について. 九州鉱山学会誌, 28 卷, 312-325.
 ———, ———, 富田 達 (1960b); 唐津炭田中部地区における肥前粗粒玄武岩類とその随伴岩類. 九州大学生産研究所報告, 28 号, 4-16.
 ——— (1963); 北中部九州における後期新生代の火山活動. 九州大学生産研究所報告, 34 号, 1-21.
 松本達郎, 野田光雄, 宮久三 (1962); 日本地方地質誌, 九州地方. 朝倉書店.
 松下久道 (1951); 九州北部炭田の地質構造. 九州大学理学部研究報告, 地質学, 3 卷, 2 号, 49-54.
 ——— (1971); 九州炭田堆積盆地生成の一考察. 九州大学理学部研究報告, 地質学, 11 卷, 1 号, 1-16.

- , 鎌田泰彦, 大田一也, 小玉賢一 (1974); 大村市富ノ原の地下地質. 長崎県地学会誌, 21号, 22-24.
- 水野篤行 (1962); 西日本地域における古第三系および下部新第三系の古生物年代学的研究. 第1報 西彼杵半島周辺の古第三系の層序と貝類化石群について. 地質学雑誌, 68巻, 806号, 640-648, 第2報 西彼杵半島周辺の古第三系の対比と古生物年代学的区分について. 同, 68巻, 807号, 687-693.
- 村上 篁 (1968); 諫早, 北高地域内の水資源に関する地質概査報告書. 諫早, 北高地域総合開発派興協議会.
- 長尾 巧 (1926-28); 九州古第三紀層の層序. 地学雑誌, 38-40年, 445-472号.
- 長崎 県 (1960); 長崎県地質図 20万分1.
- 長崎県地学会 (1972); 長崎県の地学 (日曜巡検ガイドブック).
- 野田光雄, 朱雀智介 (1955); 芦屋, 西彼杵, 佐世保3層群の層位関係について. 地質学雑誌, 61巻, 715号, 150-161.
- , 牟田邦彦 (1957); 長崎県西彼杵半島の地質構造. 九州大学教養部地学研究報告, 4号, 17-21.
- , —— (1959); 長崎県東彼杵郡川棚・彼杵付近の褐鉄鉱々層. 九州大学教養部地学研究報告, 6号, 9-20.
- 大塚彌之助 (1942); 日本の地質構造. 同文書院.
- 阪口和則, 迎 満康 (1970); 東彼杵郡川棚町付近の地質. 長崎県立佐世保南高等学校南窓, 16号, 30-37.
- 橋 行一 (1955); 長崎市東部茂木町付近の地質. 長崎大学学芸学部自然科学研究報告, 4号, 1-11.
- (1957); 長崎市北東部喜々津町で見出された茂木植物群を含む湖成層と長崎火山岩. 長崎大学学芸学部自然科学研究報告, 6号, 29-34.
- (1962); 茂木植物化石層と松浦玄武岩類との関係. 長崎大学教養部紀要, 3巻, 44-52.
- (1962); 諫早水害における山崩れと災害. 諫早水害誌, 諫早市.
- 高橋良平, 植田芳郎, 岩橋 徹 (1957); 杵島層群の研究(その2) — 針尾島・早岐・有田周辺の岩相と地質構造について. 地質学雑誌, 63巻, 739号, 207-216.
- 浦田英雄 (1953); 佐賀県嬉野町北方の地質—特に古第三系中に見られる衝上について—. 九州大学教養部地学研究報告, 1号, 19-29.
- 矢部長克, 遠藤誠道 (1930); 肥前茂木化石植物群およびその地質学上の意義. 地学雑誌, 42巻, 500号, 39-47.
- 山崎光夫 (1958); 沖積世(新石器時代)における大陸交通と諫早地峡並びに愛津地峡. 九州大学教養部地学研究報告, 5号, 39-45.
- 山崎達雄 (1959); 杵島, 西彼杵両層群の関係. 九州大学生産研究所報告, 26号, 74-83.
- , 松本徹夫, 菰田正俊 (1965); 諫早炭田の地質. 九州大学生産研究所報告, 40号, 8-25.

図 版 1 説 明

- 第1図. 諫早市貝津に発達する高位段丘堆積層. その1.
- 第2図. 同 上 その2.
- 第3図. 大村市溝陸部落裏に見られる pit.
- 第4図. 諫早市貝津日本大学高等学校下に見られる pit.
- 第5図. 諫早市城山北西方に見られる crevice.
- 第6図. 諫早市清水町熊野神社横に見られる over-hang.
- 第7図. ERTS 映像の写真処理による線構造(その1). NNW-SSE 方向.



図版 2 説明

- 第 8 図. ERTS 映像の写真処理による線構造 (その 2). NW—SE 方向.
第 9 図. 同 上 (その 3). NE—SW 方向.
第 10 図. 同 上 (その 4). N—S 方向.
第 11 図. 同 上 (その 5). E—W 方向.

