

## 隠岐島後西部におけるアルカリ火山岩類の層序

石 田 英 明\*

Stratigraphy of Alkaline Rocks in  
Western part of Dōgo, Oki Islands

Hideaki ISHIDA

### はじめに

隠岐島<sup>おきとうご</sup>後の地質に関しては、離島という地理的条件の不利にもかかわらず、山上(1895)以来古くから多くの研究が行なわれてきた。それらの成果は、TOMITA(1936)により大要がまとめられた。その後、大久保・高安(1980)により中期中新世を示す化石が報告されて以来、本島新生界の層序に関する見解は大きく変化した。

隠岐島後の地質の特徴の1つとして、アルカリ火山岩類の活動があげられる。Kōzu(1912)により初めてアルカリ火山岩が記載報告されたが、富田(1927~1932)による研究は、地質学的及び岩石学的に詳細を極め、TOMITA(1936)においては、アルカリ火山岩の成因についても述べられている。その後、UCHIMIZU(1966)により、主として岩石学的研究が行なわれ、マグマの分化などが論じられている。さらに、松本(1984)により、地質構造、火山層序、地形などの観点より、再成カルデラである「島後カルデラ」が提唱された。

筆者は、島後西部に、塩基性~中性と、酸性の2種類のアルカリ火山岩類が分布することに着目し、それらの層序及び火山活動史を解明することを目的として、卒業研究以来調査を進めてきた。その結果いくつかの知見を得たのでここに報告する。

### 地質概説

隠岐島後は、先中新統の片麻岩・花崗岩類を基盤として、それをとりまくように中新統\*\*が分布する。それらはグリーンタフの火山岩類と砕屑岩類からなる。さ

らにそれらを覆って、中新世後期から第四紀にかけて活動したアルカリ火山岩類が分布する。

調査地域は、島後の西部に位置する(第1図)。アルカリ火山岩類の基盤は、中新統<sup>こうり</sup>の郡層<sup>ぐん</sup>、久見層<sup>くみ</sup>、都万層<sup>つま</sup>である。それら各層は互いに不整合関係である(山崎, 1984)。

郡層は調査地域の東縁地域及び都万村<sup>つま おおつぐ</sup>大津久付近に分布し、主として凝灰質砂岩、凝灰岩シルト岩互層、礫岩などからなる。本層中より、台島型植物群に対比される植物化石(梅原, 1983 MS)、*Viviparus*等の淡水棲貝化石(大久保, 1981)などの産出が報告されている。

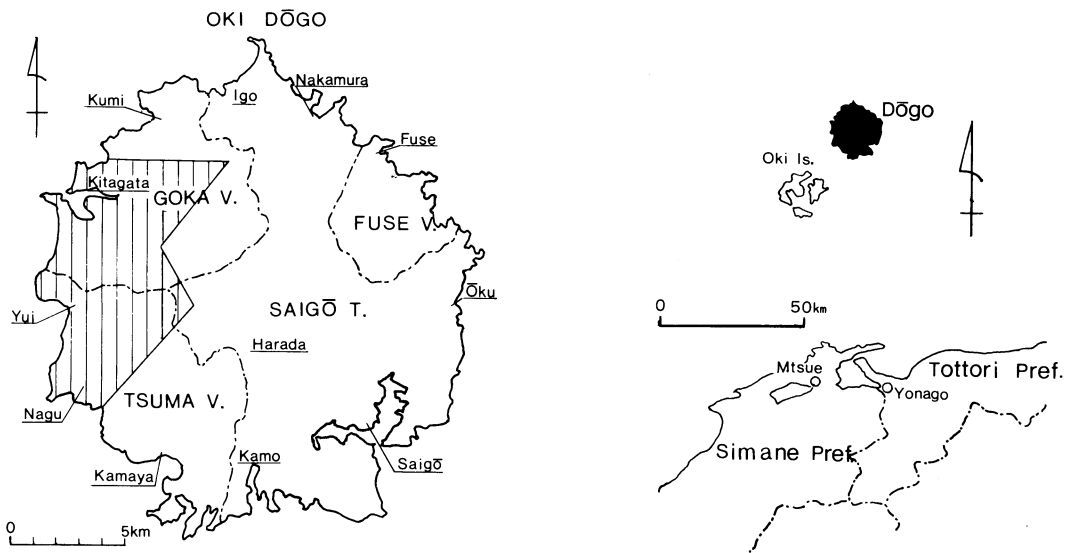
久見層は、久見ふなおろしにのみ分布する。本層は、2部層に区分される(山崎, 1984)。すなわち、下位の久見砂岩部層は砂岩を主とし、礫岩、泥岩を伴い上位の歌木泥岩部層は泥岩を主とし、砂岩、凝灰岩を伴う。本層より *Miogypsina kotoi*, *Operculina complanata*(大久保・高安, 1980)、BLOW(1969)のN.7~N.9に相当する浮遊性有孔虫群(多井・加藤, 1980)、*Conus tokunagai* 他の東印内動物群に対比される貝化石(OKUBO & TAKAYASU, 1979)、*Actinocyclus ingens*を優占種とする珪藻化石(横田, 1984b)などが報告されている。

都万層は、五箇村<sup>ごか きたがた</sup>北方の北西部に分布し、主として、塊状砂岩からなり、珪藻質泥岩を挟有する。本層からは、*Denticulopsis praedimorpha*, *Actinocyclus ingens*等の珪藻化石が報告されている(横田, 1984b)。

調査地域において、アルカリ火山岩類は、上記の中新統を不整合に覆い、広く分布している。従来、このアルカリ火山岩類は、板状アルカリ流紋岩(富田, 1929~

\* 昭和57年島根大学理学部地質学教室卒業

\*\* 今回の報告では、油井層<sup>あぶら</sup>を含まないものとして中新統という言葉を用いる。



第1図 調査地域位置図

1932),あるいは隠岐粗面岩流紋岩類 (UCHIMIZU, 1966)として一括されてきた。しかし,筆者の調査によって,これらのアルカリ火山岩類は,不整合によって大きく2分されることが明らかになった。すなわち,下部はアルカリ玄武岩類,粗面安山岩類及び粗面岩類からなり,上部は粗面岩類,アルカリ流紋岩類からなる。そこで今回,前者を油井層(新称),後者を隠岐粗面岩流紋岩類 (UCHIMIZU, 1966を再定義)として報告する。

### アルカリ火山岩類

#### 1. 油井層(新称)

〈定義〉本層は,五箇村久見から都万村那久までの海岸沿いに分布し,主として塩基性~中性のアルカリ火山岩類からなる。層厚は300m以上である。中新統の郡層,久見層,都万層を不整合に覆い,隠岐粗面岩流紋岩類に不整合に覆われる。本層は,UCHIMIZU (1966)の隠岐粗面岩流紋岩類の下部,西郷玄武岩類の一部及び島後層の一部にあたる。本層は,下位より,那久崎アルカリ玄武岩部層,油井礫岩部層,長尾田粗面安山岩部層,御崎粗面岩部層に区分される。以下,各部層の詳細を述べる。

##### (1) 那久崎アルカリ玄武岩部層(新称)

〈模式地〉都万村那久崎。

〈分布〉浜那久の南東約600mの地点から油井の南方約1kmまでの海岸沿いの地域。

〈層厚〉本部層の下限は一般に不明である。観察した限りでは,模式地の那久崎付近で最も厚く露出し,その層厚は200m以上である。

〈層序関係〉郡層にアバットする。油井礫岩部層に一部指交関係をもって整合に覆われる。隠岐粗面岩流紋岩類に不整合に覆われる。

〈岩相〉本部層は,アルカリカンラン石玄武岩溶岩と同質火砕岩との互層からなる。

溶岩は,8枚以上のフローユニット\*が認められ,1フローユニットの厚さは数m~30mである。ほとんどのフローユニットは,全体的にガラス質で角礫化しており,水冷自破砕状である。その角礫の間には,火山ガラス,細粒火山砕屑物が充填している。カンラン石と単斜輝石の斑晶は肉眼でも認められ,晶洞鉱物として玉髄が晶出している。

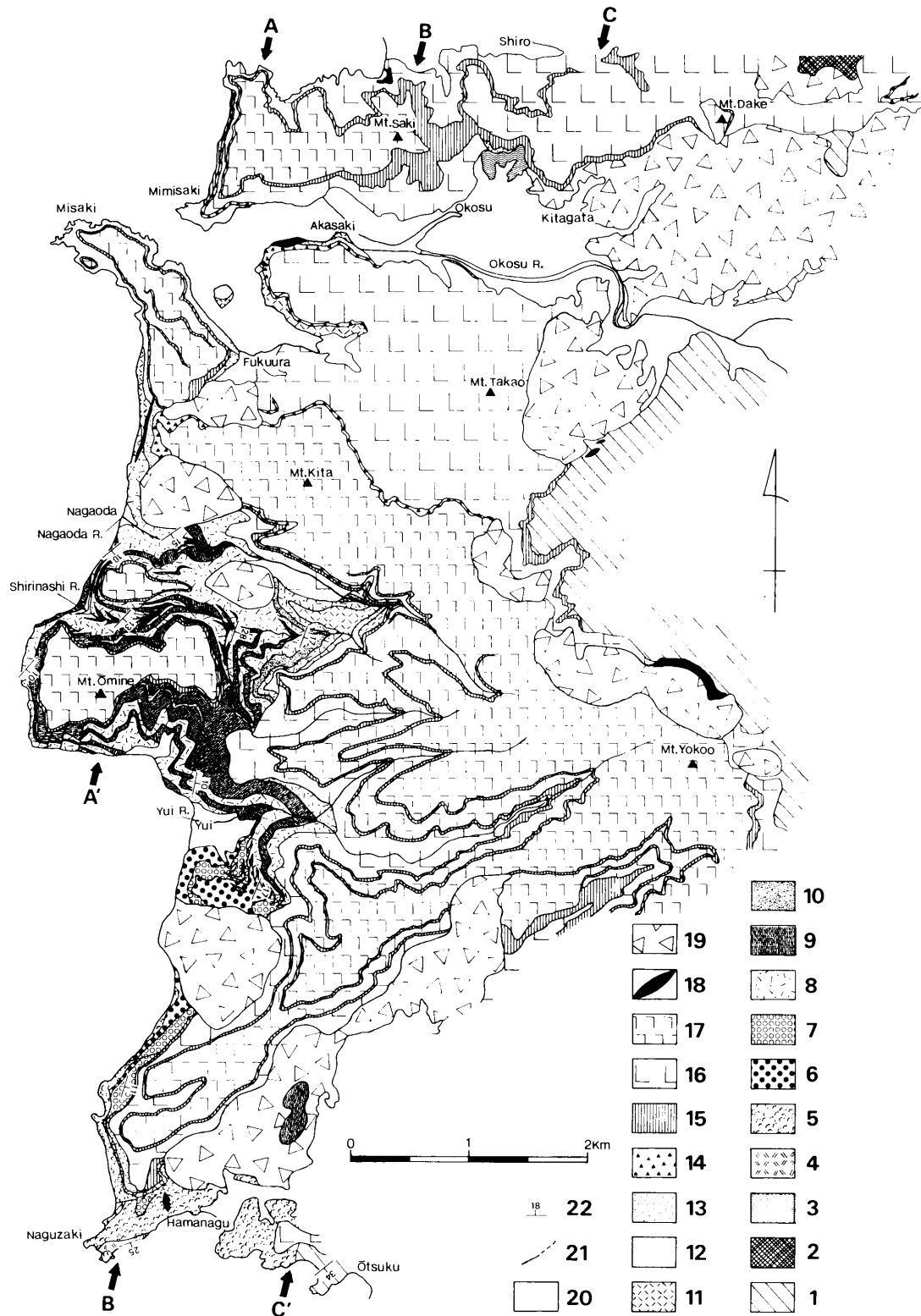
火砕岩は,アルカリカンラン石玄武岩質の凝灰角礫岩と火山礫凝灰岩からなり,凝灰質砂岩を挟有する。級化構造や葉理が発達し,一部に,斜交葉理や層内褶曲が認められることから,水底堆積物と考えられる。礫種は,アルカリカンラン石玄武岩とスコリアである。

〈岩石記載〉○単斜輝石-カンラン石玄武岩(IVb)\*\*。黒色斑状。

斑晶:カンラン石,単斜輝石(チタンオージェイト)

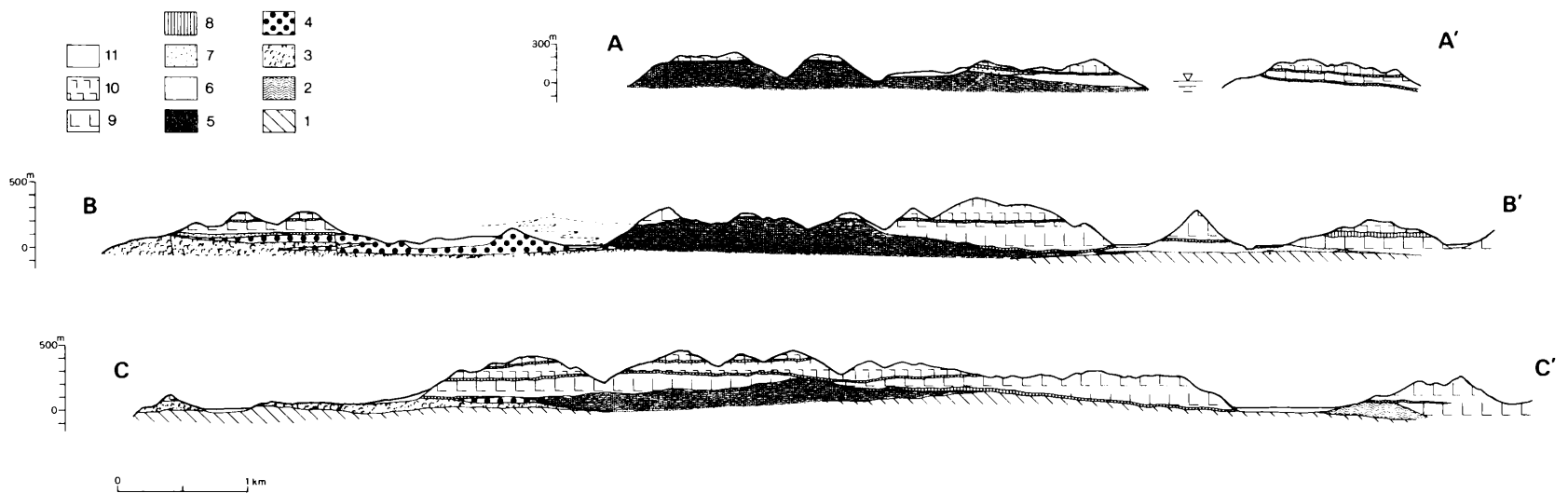
\* 溶岩のフローユニットは,表面の急冷相,クリンカー及び狭在する火砕岩により識別した。

\*\* KUNO (1950)のマフィック鉱物組合せによる分類。



第2図 隠岐島後西部の地質図

1：郡層，2：久見層，3：都万層，4～12：油井層，4～5：那久崎アルカリ玄武岩部層（4：アルカリカンラン石玄武岩質火砕岩，5：アルカリカンラン石玄武岩溶岩），6～7：油井礫岩部層（6：火山円礫岩，7：凝灰質砂岩），8～10：長尾田粗面安山岩部層（8：粗面安山岩質火砕岩，9：粗面安山岩溶岩 一部，シュージアライト溶岩を含む，10：アルカンラン石玄武岩溶岩），11～12：御崎粗面岩部層（11：粗面岩質火砕岩，12：粗面岩溶岩），13～18：隠岐粗面岩流紋岩類（13：凝灰質砂岩・砕岩・珪藻質泥岩，14：アルカリ流紋岩質～粗面岩質溶結凝灰岩，15：アルカリ流紋岩質～粗面岩質降下火砕堆積物，16：アルカリ流紋岩溶岩，17：粗面岩溶岩，18：アルカリ流紋岩及び粗面岩岩脈・岩床），19：崖錐性堆積物，20：沖積層，21：断層，22：走向・傾斜



第3図 地質断面図

1：郡層，2：都万層，3～6：油井層（3：那久崎アルカリ玄武岩部層，4：油井礫岩部層，5：長尾田粗面安山岩部層，6：御崎粗面岩部層），7～10：隠岐粗面岩流紋岩類（7：凝灰質砂岩・砂岩・珪藻質泥岩，8：アルカリ流紋岩質～粗面岩質火砕岩，9：アルカリ流紋岩溶岩，10：粗面岩溶岩），11：崖錐性堆積物・沖積層

である。カンラン石は自形で、リムの部分や割れ目に沿ってイディングサイト化している。反応縁は認められない。単斜輝石は自形～半自形で、淡褐色を呈する。微斑晶として、カンラン石、単斜輝石、斜長石が存在する。

石基：インターサータル～ピロタキシティック組織を示す。自形のイディングサイト化したカンラン石、粒状の単斜輝石、長柱状の斜長石、間隙充填状のアルカリ長石、不透明鉱物から構成される。

## (2) 油井礫岩部層 (新称)

〈模式地〉都万村油井の南方 100 m～300 m の道路沿いの露頭。

〈分布〉油井からその南方 2.5 km までの海岸沿いの地域。

〈層厚〉模式地付近では下限は不明である。地表における層厚は、油井南方 400 m 付近で最も厚く、その層厚は 100 m 以上である。油井南方 2 km 付近では、層厚は約 30 m であり、南方にむかつては減少する。

〈層序関係〉那久崎アルカリ玄武岩部層の一部指交関係をもって整合に覆う。長尾田粗面安山岩部層とは指交関係である。隠岐粗面岩流紋岩類に不整合で覆われる。

〈岩相〉本部層は、主として、火山円礫岩と凝灰質砂岩の互層からなり、厚さ数 m のアルカリカンラン石玄武岩溶岩や厚さ数 10 cm の植物化石を含む炭質薄層を挟有する。

火山円礫岩は、中礫～粗粒砂からなる。その円磨度は円～亜円である。また礫径のそろいは良く、厚さ数 cm～2 m の単位で級化構造を示す。このことから水底堆積物と考えられる。礫種はアルカリカンラン石玄武岩と粗面安山岩で、那久崎アルカリ玄武岩部層及び長尾田粗面安山岩部層の溶岩と類似する。基質はスコリア、細粒火山碎屑物、火山ガラスなどからなる。

凝灰質砂岩は、中～粗粒砂からなり、アルカリカンラン石玄武岩、粗面安山岩の岩片及びスコリアなどを含む。厚さ数 10 cm～1 m の単位で級化構造を示し、一部斜交葉理が認められる。また一部火山円礫岩へ漸移する。

## (3) 長尾田粗面安山岩部層 (新称)

〈模式地〉尻無川の河口より約 2.5 km 上流まで。

〈分布〉油井から長尾田の北方 500 m までの海岸沿いと、大嶺山麓及び北山の南西山麓。

〈層厚〉下限は一般に不明である。観察した限りではその層厚は模式地の尻無川流域で最大で、250 m 以上である。模式地付近から北方及び南方に向かって層厚は減

少する。

〈層序関係〉油井礫岩部層と指交関係にあり、御崎粗面岩部層に整合に、隠岐粗面岩流紋岩類に不整合で覆われる。

〈岩相〉本部層は、主として、粗面安山岩溶岩と同質火砕岩の互層からなる。下部にミュージアライト溶岩、上部にアルカリカンラン石玄武岩溶岩が狭在する。また一部で、粗面安山岩の岩脈及び岩床が存在する。

溶岩は 20 枚以上のフローユニットが認められる。多くのフローユニットの表面、あるいは数枚のフローユニットは全体的にガラス質、多孔質で角礫化しており、水冷自破砕状である。その角礫の間には火山ガラス、細粒火山碎屑物が充填している。尻無川流域から大嶺東麓にかけては、溶岩の占る割合が多くなっている。

火砕岩は、粗面安山岩質の凝灰角礫岩と火山礫凝灰岩からなる。一般に葉理や級化構造が発達し、しばしば斜交葉理が認められることから水底堆積物と考えられる。しかし、上部の火砕岩の一部は、淘汰が悪く、葉理の発達も悪い。また赤褐色に酸化していることから陸上堆積物と考えられる。礫種は、粗面安山岩、アルカリカンラン石玄武岩、スコリアである。

〈岩石記載〉○カンラン石玄武岩 (III b)。黑色斑状。斑晶：カンラン石のみである。リムの部分や割れ目に沿ってイディングサイト化している。反応縁は認められない。微斑晶として、カンラン石、斜長石が存在する。

石基：インターサータル組織を示す。長柱状の斜長石、粒状の単斜輝石、自形のイディングサイト化したカンラン石、間隙充填状のアルカリ長石、アパタイト、ガラス、不透明鉱物から構成される。他の油井層の岩石にくらべ不透明鉱物の量が多い。

○単斜輝石—カンラン石ミュージアライト (IV b)。暗青灰色細粒。

斑晶：斑晶は、カンラン石、単斜輝石 (チタンオーサイト)、斜長石からなるが、その量は少ない。カンラン石は自形で、イディングサイト化している。反応縁は認められない。単斜輝石は自形～半自形で、淡褐色を呈する。斜長石は累帯構造が著しい。

石基：細粒でピロタキシティック組織を示す。長柱状の斜長石、粒状の単斜輝石、自形のイディングサイト化したカンラン石、間隙充填状のアルカリ長石、ガラス、自形の不透明鉱物から構成される。

○シソ輝石含有カンラン石—単斜輝石粗面安山岩 (IV

b~IV c), 暗青灰色斑状.

斑晶: 主として斜長石, 単斜輝石 (チタンオーゾイト), カンラン石, 不透明鉱物である. まれにシソ輝石が存在する. 単斜輝石は自形~半自形で, しばしば反応縁を有する. UCHIMIZU (1966) は, この反応縁をピジョン輝石としたが, 今回決定することはできなかった. また砂時計構造を示すものも認められる. カンラン石は自形で, イディングサイト化している. 反応縁は認められない. シソ輝石は自形~半自形で, 淡褐色~淡緑青色の多色性を示す. 斜長石は自形~半自形で, 累帯構造が著しい. しばしば単斜輝石と斜長石の集斑状組織が認められる.

石基: トラキティック組織を示す. 長柱状~針状の斜長石, 粒状の単斜輝石, 自形のイディングサイト化したカンラン石, 間隙充填状のアルカリ長石, アパタイト, ガラス, 不透明鉱物から構成される.

#### (4) 御崎粗面岩部層 (新称)

〈模式地〉御崎の海岸線.

〈分布〉御崎の半島の海岸沿い, 久見から代までの海岸沿い, 耳崎の海岸部, 赤崎から福浦の海岸沿い, 及び長尾田川中流域.

〈層厚〉下限は一般に不明である. 観察した限りでは, その層厚は模式地の御崎で最も厚く, 140m以上である. また, 福浦の西方約1kmの海岸で70m, 長尾田川中流域で40mの層厚をそれぞれ示す.

〈層序関係〉長尾田粗面安山岩部層を整合に覆い, 隠岐粗面岩類に不整合に覆われる.

〈岩相〉本層は, 粗面岩溶岩及び同質火砕岩からなる.

粗面岩溶岩は4枚以上のフローユニットが認められる. 御崎の半島の海岸に分布するものは, 厚さ80m以上で, 上部表面は10~20mの厚さで自破砕溶岩となっている. 赤崎碎石場の露頭では, 2枚のフローユニットが見られる. 上位のものは厚さ約10mで, 放射状節理が発達する. 下位のものは厚さ約5mで, 板状節理が認められる.

火砕岩は粗面岩質火砕流堆積物で, 粗面岩溶岩の下位に分布する. 赤崎碎石場から福浦トンネルにかけてのものは, 淘汰が悪く, 葉理がみられず, また一部に弱溶結構造が認められることから, 陸上堆積物と考えられる. しかし, 福浦トンネル南方のものは, 非溶結で, 級化構造が発達し, 斜交葉理を示すことから水底堆積物と考えられる. 本火砕岩は, 粗面岩や軽石などの本質礫の他に, 中新統起源の砂岩, 礫岩などの異質礫を含む. なお, 長尾田川中流域では, 粗面岩溶岩の

上位及び下位に降下軽石堆積物が存在する.

〈岩石記載〉○カンラン石—シソ輝石—普通輝石粗面岩 (V c). 暗灰色斑状.

斑晶: アルカリ長石, 斜長石, 普通輝石, シソ輝石, カンラン石である. カンラン石は自形で, ほとんどイディングサイト化している. 反応縁は認められない. シソ輝石は自形~半自形で, 淡褐色~淡緑色の多色性を示す. 普通輝石は自形~半自形で, シソ輝石をとりかこみ連晶しているものもある. アルカリ長石は自形~半自形で, カールスバット双晶を示すものが多い. 一部パーサイトが認められる.

石基: トラキティック組織を示す. 長柱状~針状のアルカリ長石, 粒状の普通輝石, アパタイト, ジルコン, ガラス, 不透明鉱物から構成される.

## 2. 隠岐粗面岩流紋岩類 (UCHIMIZU, 1966 を再定義)

UCHIMIZU (1966) は, 島後西部に広く分布する鮮新統のアルカリ火山岩類を一括して隠岐粗面岩流紋岩類とし, その下部は粗面安山岩類と粗面岩類からなり, 上部は流紋岩溶岩と降下火砕堆積物からなると報告した. しかし, 今回, 筆者の調査では, 両者は不整合関係と考えられ, 噴出及び堆積の時期・環境に違いが認められる. このことより, 今回, 前者を油井層として区別し, 後者を隠岐粗面岩流紋岩類として再定義する.

〈模式地〉横尾山.

〈分布〉長尾田から那久までの海岸沿いの地域をのぞき調査地域のほぼ全域に広く分布する. 横尾山, 高尾山などの山体を形成する.

〈層厚〉横尾山付近で400m, 高尾山付近で350m, 北山付近で250m, および崎山付近で200m.

〈層序関係〉中新統の郡層, 久見層, 都万層, および油井層を不整合に覆う.

〈構成岩類〉本岩類は, アルカリ流紋岩溶岩及び同質火砕岩, 粗面岩溶岩及び同質火砕岩より構成される. アルカリ流紋岩と粗面岩は, 岩脈及び岩床としても局所的に存在する. 下部はアルカリ流紋岩溶岩, 上部は粗面岩溶岩の大量の噴出で特徴づけられる.

アルカリ流紋岩溶岩は, 御崎から油井までの海岸沿いの地域をのぞき, 調査地域に広く分布する. 層厚は高尾山で最も厚く, 350mである. 本溶岩では7枚以上のフローユニットが認められ, 1フローユニットの厚さは最大で150mである. 各フローユニットの間には, 溶結凝灰岩やクリンカーが存在する. 基底部層準のごく一部に存在する, ほとんど黒曜岩からなるユニット

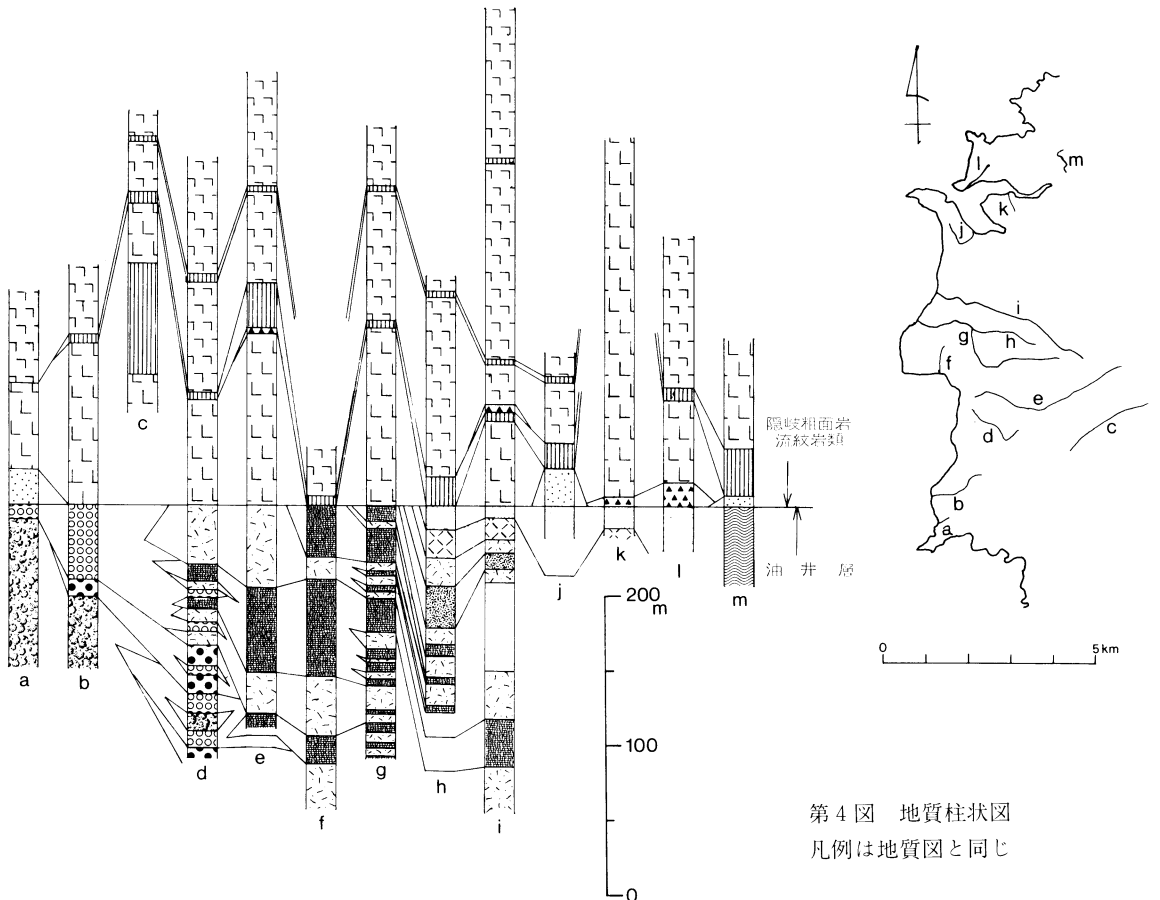
をのぞき、水冷自破碎溶岩は認められない。岩相は一般に淡赤紫色を呈し、流理構造が発達する。一部で球顆も認められる。本溶岩については、SUZUKI (1970) により、3.9 Ma (フィショントラック法) という年代値が報告されている。

粗面岩溶岩は、横尾山から北山や那久崎方面にかけて広く分布し、その他、大嶺付近、崎山付近、岳山付近及び御崎の半島部に分布する。本溶岩は、7枚以上のフローユニットからなり、1フローユニットの厚さは最大で120mである。各フローユニットの間には、降下火砕堆積物や溶結凝灰岩が狭在する。なお、岳山は、比高約70mの溶岩円頂丘である。岩相は一般に風化して淡灰色を呈するが、新鮮なものは灰青色を呈する。斑晶は一般に、普通輝石、アルカリ長石であるが、崎山に分布する粗面岩溶岩は、特徴的にヘデン輝石を有する。

火砕岩は、粗面岩質～アルカリ流紋岩質の降下火砕堆積物や火砕流堆積物である。

降下火砕堆積物は、溶岩のフローユニットの間に存在し、4層準認められる。ほぼ同一標高に分布し、分布範囲が広いので、溶岩のフローユニットを区分する鍵層となる。層厚は一般に、数10cm～20mであるが、横尾山付近、代トンネル付近では30～50mと厚くなっている。一般に弱い級化構造が認められる。岩相は、軽石に富み、黒曜石、粗面岩、アルカリ流紋岩の岩片を含む。また、一部火山豆石も認められる。

火砕流堆積物は、隠岐粗面岩流紋岩類の基底及び溶岩中に、3層準存在する。分布は一般に局所的である。層厚は最大50mで、1層準中に、厚さ10cm～2mの数枚～20枚のフローユニットが認められる。そのほとんどが溶結凝灰岩で、弱溶結から強溶結まで認められる。赤崎の西方約600mの黒滝岩では、特に強く溶結しており、全体的に黒滝岩になっており、柱状節理が発達する。最下位層準の溶結凝灰岩については、KANEOKA (1970) によって、6.3 Ma (K-Ar法) という年代値が報告されている。



第4図 地質柱状図  
凡例は地質図と同じ

本岩類の基底には、厚さ数m~20mの凝灰質砂岩、砂岩、シルト岩、珪藻質泥岩が点在する。これら是一部油井層に含まれる可能性はあるが、油井層が分布しない他の地域でも同層準と考えられる凝灰質砂岩、砂岩、珪藻質泥岩が存在する。このことから、これらの堆積岩は、今回、隠岐粗面岩流紋岩類に含める。大久保・横田(1984)、横田(1984b)は、珪藻化石の分類より、これらの堆積岩は、中新世後期に内湾あるいは河口のような環境で堆積したと推定している。

〈岩石記載〉○普通輝石粗面岩(Xc)。青灰色~灰色斑状。油井層の御崎粗面岩部層の粗面岩より酸性で、マフィク鉱物が少なく、アルカリ長石が多い。

斑晶：アルカリ長石、普通輝石である。普通輝石は自形で、不透明鉱物を含む。薄い反応縁が認められるものもある。アルカリ長石は自形~半自形で、融食形を示すものもある。カールスバット双晶を示し、一部パーサイトが認められる。微斑晶として、アルカリ長石、普通輝石、不透明鉱物が存在する。

石基：トラキティック組織を示す。長柱状~針状のアルカリ長石、粒状の普通輝石、アパタイト、ジルコン、ガラス、不透明鉱物から構成される。

○ヘデン輝石粗面岩(Xc)。青灰色~灰色斑状。

斑晶：アルカリ長石、ヘデン輝石、不透明鉱物である。ヘデン輝石は自形で、緑色~緑褐色の多色性を示す。不透明鉱物を含むものがある。アルカリ長石は自形~半自形で、融食形を示すものもある。

石基：トラキティック組織を示す。長柱状~針状のアルカリ長石、粒状の単斜輝石(ヘデン輝石)、アパタイト、ガラス、不透明鉱物から構成される。

○アルカリ流紋岩。一般に淡赤紫色を呈し、流理構造が発達する。

斑晶：ほとんどアルカリ長石で、まれに不透明鉱物が存在する。アルカリ長石は融食形を示し、カールスバット双晶を示す。

石基：流状組織を示す。ガラス質、細粒で、クリプト結晶質のものもある。アルカリ長石、トリディマイト、ジルコン、アパタイト、ガラス、不透明鉱物からなり、ごくまれに黒雲母が存在する。アルカリ長石は長柱状で自形性の高いものと、間隙充填状で他形のものがある。トリディマイトは間隙充填状で、集合結晶として存在する。流理構造の赤紫色のバントの部分は、より細粒で、不透明鉱物が多い。

## 地 質 構 造

### 1. 油井層

本層は、全体的にN-S~NE-SW走向、東に10~40°傾斜の単斜構造を示す。なお、本層は、下位の地層ほど南に、上位の地層ほど北に分布する。本層を切る断層は、数ヶ所で認められる。それらはすべて正断層であり、その落差は数m~30mであるが、隠岐粗面岩流紋岩類に変位は与えていない。

### 2. 隠岐粗面岩流紋岩類

本岩類は、ほぼ水平か、あるいは、内陸側から海側に向って緩く傾斜する。本岩類を切る断層は認められない。貫入岩に明瞭な方向性は認められない。

## 若 干 の 考 察

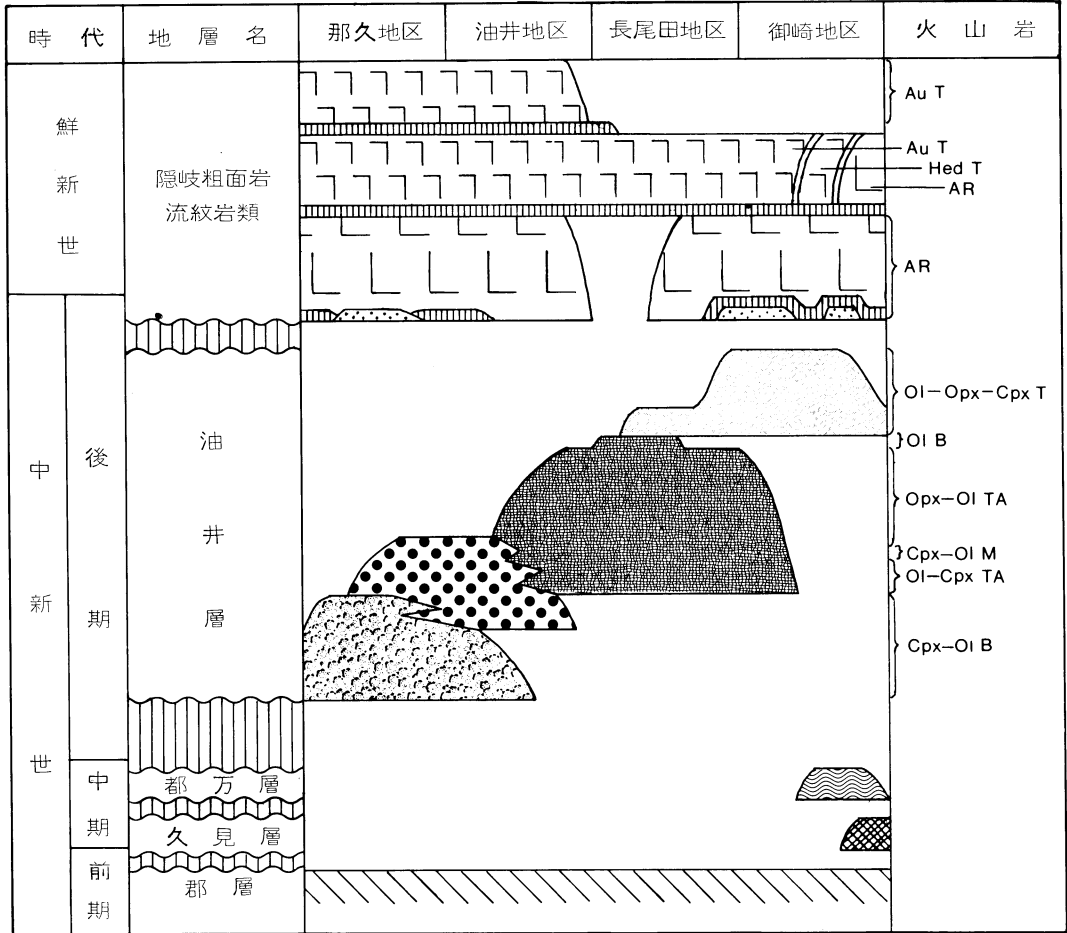
### 1. 油井層の年代と堆積環境

油井層からは、直接その年代を推定するような資料は得られてないが、同じくアルカリ玄武岩類を伴う松江層に対比できるものと考え、本層は上部中新統と推定される。

西郷町西郷付近には、主としてアルカリ玄武岩類からなる西郷玄武岩類(UCHIMIZU, 1966)が分布する。油井層が島後西部の海岸地域のみ分布するため、直接その関係を知ることはできない。しかし、両者とも隠岐粗面岩流紋岩類に不整合で覆われ、塩基性~中性のアルカリ火山岩類より構成されるという類似性が認められる。このことから、油井層と西郷玄武岩とは同時異相と推定される。

油井層の各部層の火山活動の中心地は、地表における層厚変化や溶岩の占める割合などから推定して、那久崎アルカリ玄武岩部層では、那久崎付近と長尾田粗面安山岩部層では、尻無川中流域から大嶺東麓にかけての地域、御崎粗面岩部層では、御崎付近がそれぞれ考えられる。これらの地域が南北方向にほぼ直線的に並ぶことから、油井層の火山活動の中心は、下位から上位にむかって南から北へと移動したと考えられる。また、那久崎アルカリ玄武岩部層は、アルカリカンラン石玄武岩類からなり、長尾田粗面安山岩部層は、主として粗面安山岩類より、御崎粗面岩部層は粗面岩類からなる。このことから、油井層の火山活動は、下位から上位にむかって塩基性から中性へと変化すると考えられる。

油井礫岩部層は、那久崎アルカリ玄武岩部層と長尾田粗面安山岩部層の間に分布し、両者とは一部指交関



第5図 模式的地質層席

凡例は地質断面図と同じ

B：玄武岩，TA：粗面安山岩，M：ミュージアライト，T：粗面岩，AR：アルカリ流紋岩，Ol：カンラン石，Cpx：単斜輝石，Au：普通輝石，Hed：ヘデン輝石，Opx：斜方輝石

係である。また、火山円礫岩の礫種はアルカリカンラン石玄武岩、粗面安山岩であり、両部層の溶岩とは岩質的に類似する。これらのことから、油井礫岩部層の碎屑岩は、那久崎アルカリ玄武岩部層ならびに長尾田粗面安山岩部層より供給された、エピクラスティック火砕岩であると考えられる。

油井層の那久崎アルカリ玄武岩部層、油井礫岩部層、及び長尾田粗面安山岩部層の溶岩は水冷自破砕状のものが多く、火砕岩は水底堆積のものが卓越する。しかし、御崎粗面岩部層は一部で弱溶結の火砕流堆積物などが認められる。このことより、油井層は、主として

浅海で、上部は極めて浅い水底ないし陸上で、噴出及び堆積したと考えられる。

2. 隠岐粗面岩流紋岩類の年代、噴出環境及び噴出機構

隠岐粗面岩流紋岩類の活動時期は、本岩類中より、6.1 Ma (KANEOKA, 1970), 3.9 Ma (SUZUKI, 1970) という年代値が報告されていることから、鮮新世と考える。

隠岐粗面岩流紋岩類は、溶結凝灰岩が存在すること及び水冷自破砕溶岩がごく一部でしか認められないことから、ほとんど陸上で噴出したと考えられる。



隠岐粗面岩流紋岩類の特徴は、火砕岩にくらべ溶岩の占める割合が大きいことであり、その溶岩の1フローユニットの厚さが、最大150mとかなり厚く、分布が広いことである。また、溶岩の各フローユニットの間に存在する降下火砕岩は、同一層準のものがほぼ同じ標高で分布する。すなわち、溶岩の各フローユニットは、上部表面の凹凸が比較的少ない溶岩流であると考えられる。また、本岩類の層厚は、高尾山と横尾山付近で最も厚い。これらのことから、本岩類の溶岩は、横尾山、高尾山、北山などから、かなり流動性を持って大量に噴出したと考えられる。その噴出機構については、数多くの場所からの割れ目噴出とする説(UCHIMIZU, 1966)と、再生カルデラ活動の一環としてのリング状断裂より噴出したとする説(松本, 1984)とがあるが、今回、この点については明らかにすることはできなかった。

### ま と め

今回の調査結果を要約すると、次のとおりである。

1. 調査地域のアルカリ火山岩類は、油井層と隠岐粗面岩流紋岩類とに区分される。両者は不整合関係にある。

2. 油井層及び隠岐粗面岩流紋岩類の特徴をまとめると、次のとおりである。

#### (1) 油井層

後期中新世の、主として浅海で噴出及び堆積した、塩基性～中性のアルカリ火山岩類からなる。下位より、那久崎アルカリ玄武岩部層、油井礫岩部層、長尾田粗面安山岩部層、御崎粗面岩部層に区分される。分布及び火山活動には、N-Sの方向性が認められ、下位から上位にむかって、塩基性から中性の活動へと変化し、噴出及び堆積の場も南方から北方へと移動する。

#### (2) 隠岐粗面岩流紋岩類

鮮新世の、主として陸上で噴出した、酸性のアルカリ火山岩類からなる。下部は流紋岩溶岩、上部は粗面岩溶岩の大量の噴出で特徴づけられる。

### 謝 辞

本稿をまとめるにあたり、島根大学地質学教室の小林英夫教授、大久保雅弘教授、山口大学地質学鉱物科学教室の松本健夫教授には、終始御指導・御助言をいただいた。島根大学地質学教室の山内靖喜博士、山口大学地質学鉱物科学教室の永尾隆志博士には、粗稿を読んでいただき、御助言をいただいた。また、広島大

学地質鉱物学教室の山崎博史氏、新潟大学地質鉱物学教室の鳥居直也氏には、現地において御助言をいただき、また粗稿を読んでいただいた。その他、島根大学及び山口大学の多くの方々にお世話いただいた。以上の方々に厚く御礼を申し上げます。

### 文 献

- 春本篤夫(1926—1927) 隠岐島後の火山岩に就いて、(1)—(3), 地球, **6**・7.
- 石田英明(1982) 隠岐島後北西部に分布するアルカリ火山岩類の地質学的並びに岩石学的研究. 島根大地理地質卒論(手記).
- KANEOKA, I. (1970) K-Ar age determination of young volcanic rocks and the age of the ocean floor. *Ph. D. Thesis, Tokyo Univ.*, 195.
- 河内洋佑・C.A.LANDIS・渡辺暉夫(1976) ハイアロクラスタイト. 地質雑, **82**, 355—366.
- 小林英夫・松本征夫・星野光雄(1980) 隠岐島後. 日本地質学会見学旅行案内書 第8班.
- KOZU, S. (1912) Preliminary Notes on some Igneous Rocks, VI, Quartz-Syenite and Comendite from the Oki Islands. *Jour. Geol.*, **20**, 656.
- KUNO, H. (1950) Petrology of Hakone volcano and the adjacent areas, Japan. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **61**, 957—1020.
- 松本健夫(1983a) 島根県隠岐島後カルデラの可能性. 日本地質学会第90年演旨, 323.
- (1983b) 島根県隠岐島, 島後カルデラの提唱. 火山, **28**, 201.
- (1984) 島根県隠岐群島“島後カルデラ”についての考察. 島根大地質学研報, **3**, 111—119.
- 光本清隆(1981) 隠岐島後西部における層序学的研究. 島根大文地理地学卒論(手記).
- 永江伸行(1983) 隠岐島後中山峠地域の新第三系. 島根大地理地質卒論(手記).
- 大久保雅弘(1981) 隠岐島後の中新統化石層. 島根大地理地質, **15**, 125—137.
- (1984) 隠岐の地質概論. 島根大地質学研報, no. **3**, 75—86.
- OKUBO, M. & TAKAYASU, K. (1979) Discovery of Middle Miocen Molluscs at Kumi, Dogo, Oki Islands. *Mem. Fac. Sci. Shimane Univ.*, **13**, 121—130.
- 大久保雅弘・高安克己(1980) 隠岐島後より *Miogyopsina* の発見. 地質雑, **86**, 37—39.

- ・横田正浩（1984） 隠岐・島後の珪藻化石群集について。地質雑，**90**，411—414。
- 多井義郎・加藤道雄（1980） 隠岐島後産 *Miogypsina* とそれに伴う小型有孔虫化石群。日本地質学会第87年演旨，79。
- 富田 達（1927—1932） 隠岐島後の地質並びに岩石学的研究(1)—(20)。地質雑，**34—39**。
- TOMITA, T. (1936) Geology of Dogo, Oki Islands in the Japan Sea. *Jour. Shanghai Sci. Inst., Sec. II*, Vol. 2, 37—146.
- 鳥居直也（1983） 隠岐島後北東部の地質，特に新第三系の変質について。島根大理地質卒論（手記）。
- ・横田正浩・石田英明（1984） 隠岐島後中新統の層序。地球科学，**38**，290—298。
- UCHIMIZU, M. (1966) Geology and Petrology of Alkali Rocks from Dogo, Oki Island. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo.* **16**，85—159.
- 梅原正敏（1983） 島根県中新世植物化石の研究—とくに隠岐島後下部中新統植物化石について。島根大理地質卒論（手記）。
- 山上万次郎（1895） 20万分の1隠岐図幅・同説明書。
- 山野井伸行（1981） 隠岐島後南西部の層序学的研究。島根大理地質卒論（手記）。
- 山崎博史（1981） 隠岐島後北西部における層序学的研究。同上。
- （1983） 隠岐島後下部中新統の層序と地質構造。日本地質学会第90年演旨，128。
- （1984） 隠岐島後の中新統。島根大地質学研報，no. **3**，87—97。
- 矢野寛幸（1984） 隠岐島後南部の地質及び新第三系中の海緑石について。島根大理地質卒論（手記）。
- ・島田昱郎（1984） 隠岐島後新第三系中の海緑石。島根大地質学研報，no. **3**，121—128。
- 横田正浩（1984a） 隠岐珪藻土の古生物学的研究。島根大理地質卒論（手記）。
- （1984b） 隠岐島後の珪藻土について。島根大地質学研報，no. **3**，139—144。