

隠岐の地質概論

大久保 雅 弘*

Outline of geology of Oki Islands

Masahiro OKUBO

まえがき

近年のあいつぐ化石発見を契機にして、隠岐の新第三系層序論は急速に発展した。ふり返ってみるに、約 70 年まえ、隠岐諸島がアルカリ岩の存在によって脚光をあびて以来、調査に訪れた地質学者は岩石学専攻の人たちが圧倒的に多く、古生物学方面の人はきわめて少なかった。このことが、化石の発見をおくらせた一つの原因でもある。従って、火山岩の層序や火山活動史についての研究は進んでも、堆積岩系の層序論や年代論の面ではいくたの不明確さを残すことになったのである。このような事情は、島後どうごのみならず島前どうぜんについても同様である。

研究史的にみると、隠岐の地質研究は山上 (1895) の図幅調査に始まるが、1913 年前後に神津がアルカリ岩を報告してからは、春本 (1926~27) および富田 (1927~32, 1936) によって地質学的・岩石学的研究が大きく進展した。とりわけ富田の研究は、岩石学的に詳細をきわめたものであり、酒井栄吾の協力をえて作製された地質図は、この島の地質調査に不動の基礎を築いた。その後は 30 年ほどの空白期間をおいて、太田 (1963)、内水 (UCHIMIZU, 1966)、青木 (1977) および星野 (1979 a, b) らが、火山岩と変成岩について新しい視点から研究を行った。これらの諸研究はいずれも島後にかんすることであって、隠岐とはいっても地質学者の関心はもっぱら島後の方に集中していた感がある。島前の方は、山上の調査のあとは下間 (1928) の報告があるだけであったが、最近になって千葉 (1975) の包括的かつ精力的な研究により地質内容が明らかになった。

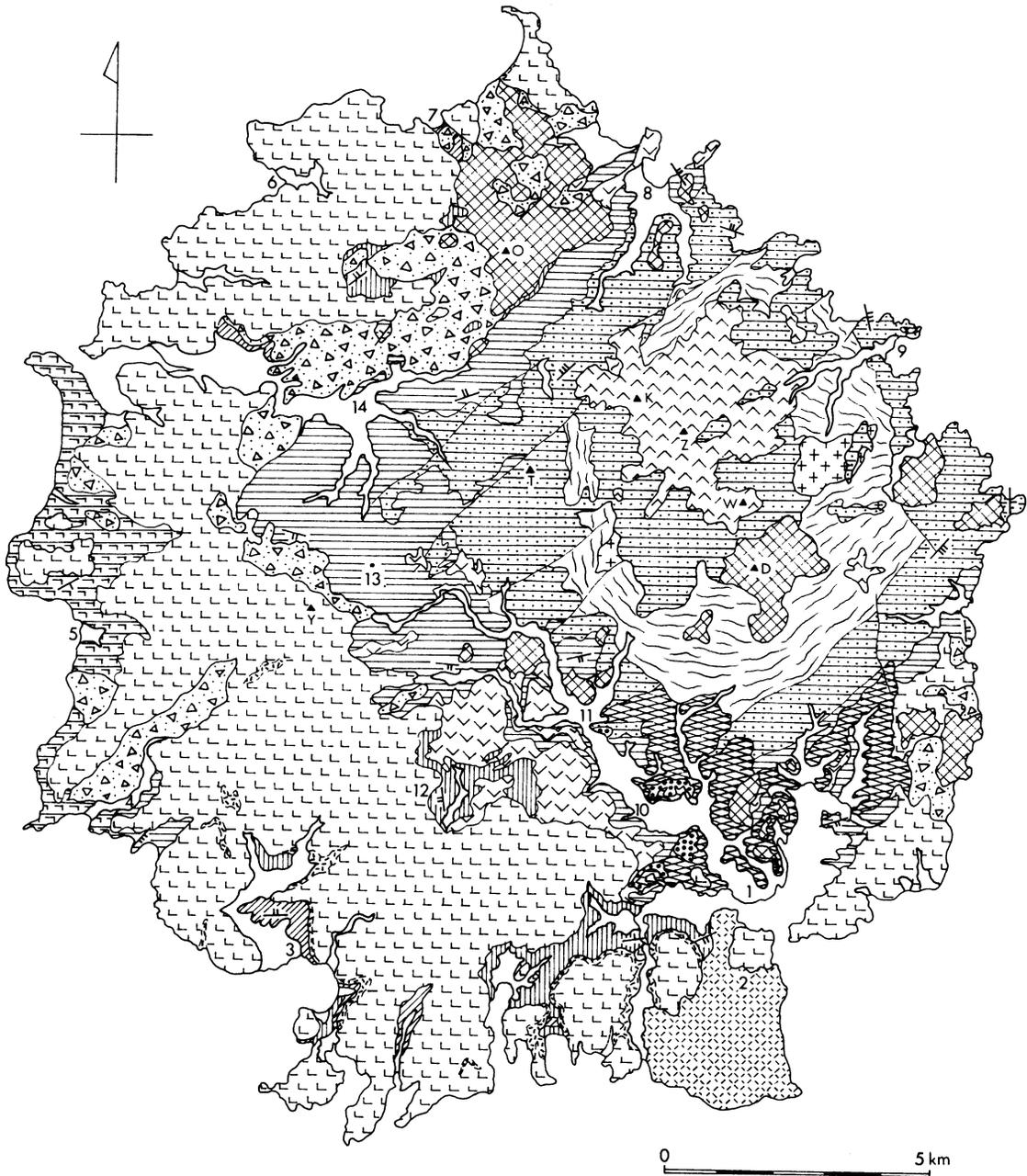
以上はすべて岩石学者の手になる論文であるので、そのなかで古生物関係のデータにふれることは乏し

かった。隠岐の化石について書かれたものは、佐藤 (1922)、小沢 (1925)、多井 (1956) のわずか 3 編程度が近年までの公表資料であった。これらもまた島後だけについての報告である。

筆者は 1972 年に始めて島後を訪れ、数個所の化石産地を調べて予想以上に豊富な化石があることを知り、この島の地質研究に非常に興味をいだいた。以下、当教室における研究成果を中心にのべるが、筆者はまず手始めに、教室内に保存されていた標本と卒業論文を調べた。島後については大脇 (1961)、関 (1961)、山根 (1963)、島前については布野 (1963) らの研究成果が残されていた。それらのなかで筆者の注目をひいたのは、化石の未公表記録が意外に多いことであって、層位学的にも古生物学的にも研究の余地が大いにあること、けっして岩石学だけのフィールドではないことを痛感した。そこで、学生実習をかねて毎年この島に渡り、化石採集を中心に地質調査を始めた。1977・78 年には、島後中央部の中新統を主対象にして進級論文の調査が実施されたが、そのさい中部中新統の *P. peckhami* が多量に発見されたほか、下部中新統の淡水貝化石が初めてみつかった。この頃から、当教室の卒論フィールドとして隠岐をえらぶことが多くなり、三ツ田 (1977)、川口 (1978)、中山 (1978)、安達 (1979)、村山 (1979) らが岩石学的・地質学的研究を行った。

隠岐は交通不便な離れ島であるが、調査頻度があるにつれて、偶発的に珍しい発見があった。なかでもミオジプシナの発見 (大久保, 1981 b; 大久保・高安, 1979) に勇気づけられて、中新統の層位学的研究は一段と進展した。これには、1980 年度の光本・山崎・山野井らの卒論研究が大きく貢献した。その結果、TOMITA (1936)、UCHIMIZU (1966) らの層序に根本的改訂を必要とする点が多く出てきたので、問題点をき

* 島根大学理学部地質学教室 Department of Geology, Faculty of Science, Shimane University.



第1図 島後地質図〔富田(1936)内水(1966)星野(1979)光本・山野井・山崎(1981 MS)石田・鳥居・長谷川(1983 MS)等より大久保編図〕

1：西郷，2：岬町，3：都万村釜谷，4：那久，5：油井，6：久見，7：伊後：中の浦，8：中村，9：布施，10：平，11：原田，12：歌木，13：中山峠，14：五箇村郡，D：大満寺山，K：小敷原山，O：大峯山，T：時張山，W：鷲ヶ峰，Y：横尾山，Z：葛尾山

第1図 凡例

第四紀	沖積		沖積層
			岬玄武岩 崖錐
	洪積		大峯玄武岩 礫層
第三紀	鮮新世		葛尾流紋岩類
			平粗面岩類
			隠岐流紋岩類
			流紋岩質火砕岩
第三紀	中新世		油井火砕岩層
			西郷玄武岩
			都万累層
	前期		久見累層
			郡累層
			時張山累層
先第三紀			花崗岩
			片麻岩

傾斜： $\swarrow < 15^\circ$, $\swarrow 16 \sim 30^\circ$, $\swarrow > 31^\circ$

らに解明すべく、梅原（1983）が下部中新統の植物化石を、横田（1984）が中部中新統の珪藻を、鳥居（1983）、永江（1983）、矢野（1983）らが中新統の層序を、それぞれ卒論において研究した。これらの成果をもとにして、次項でのべるような層序ができ上がったのである。他方、島前の中新統については、村山（1979）の調査により少なくとも2層準の化石層の存在が判明していたので、苗村（1982）が西ノ島中央部の層位学的研究を行い、層相や地質構造および化石群集などを明らかにした。

島後をひろくおおっている板状アルカリ流紋岩（隠岐流紋岩）については、その直下に珪藻土レンズをふくむ砕屑岩・火砕岩層があることを1980年ごろから注目しはじめ、その分布を調べた。石田（1982）は島の西部においてこれら火山岩類の岩石学的研究を行った。この頃、山口大学の松本征夫は、同教室の卒論指導をかねて島後を訪れ、この島は再生カルデラであることを強調していた。

以上のような経過をたどってみると、隠岐には少なからず化石群集もあれば、中新統も発達しているにもかかわらず、それらの古生物学的、層位学的研究の乏しかったことが不思議でならない。不便な離島のため

だったかもしれない。また、隠岐の中新統は、能登半島北部のそれにきわめて類似した内容をもっているが、この事実もあまり知られていないように思える。そこで、地元の研究機関にいる者として、最近の成果を総括しておきたいと考えて、この特集号が企画された。最近というのは1980年前後からあとの意味であって、その範囲内で執筆者も限られているが、以下の各論文の研究史的位置づけは上記の経過から判断していただきたい。なお、未公表の資料、とりわけ他大学の卒業論文については網羅することができないので、すべてを省略したことをお断りしておく。

個別の各論文に先だて、筆者はつぎの3点について概略をのべておく。1つは、隠岐の地質系統の概観であって、層位学的研究の到達点をのべる。次に、隠岐と能登との類似性につき中新統を中心にのべる。最後に、隠岐と山陰本土との異同についてふれておきたい。

隠岐の地質系統

隠岐には古生層や中生層がないので、地質系統は比較的簡単である。島前よりも島後の方が岩種が多いので、まず島後の地質をさききのべる。

第1図の凡例にみられるように、島後の地質系統は大きく4分される。すなわち、下位より、基盤である片麻岩類、つぎにそれをおおう中新統、ついで鮮新世を主活動期とする火山岩類、そして第四系である。以下、堆積岩系を中心に説明を加える。

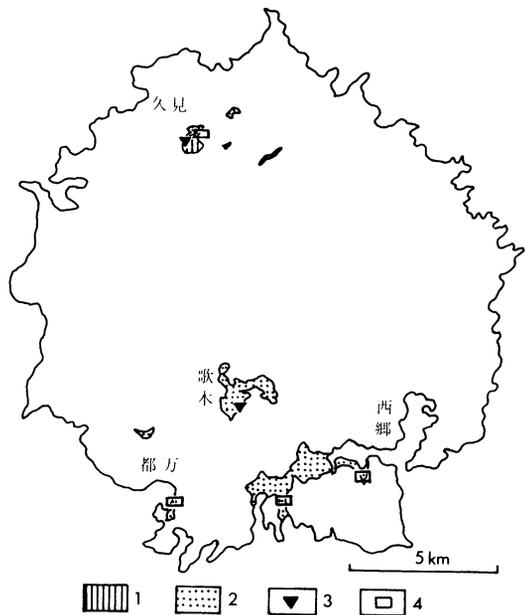
片麻岩類は、島内の東部において直径約6kmの環状分布を示すが、その構造自体もまた環状である。この岩石は、一般に飛驒片麻岩の一部とみられている。

中新統は、巨視的にみると、片麻岩類をとりまくような形で内側から外側に向って、より上位の地層が発達している。各層の層相・層序区分・分布・年代等について筆者らの見解は、富田や内水のものとはかなりくい違っている。たとえば、本稿で郡累層とよぶものには、富田のいう穏地層の一部・中山層の一部・島後層の一部および五箇層などが含まれるし、他方、内水のいう上西層・金橋頁岩層・穏地層の一部・島後層の一部などが包括されている。また、筆者が化石により西黒沢階とした久見砂岩層は、富田が中嶋層、内水が隠岐流紋岩中の降下火山灰層、としたものに相当する。このような相違点があるので、旧来の堆積岩系の名称をそのまま踏襲することはできず、かりに再定義して用いてもかえって混乱を助長するように思えるので、

地層名の大部分については新しい名称を付すことにした(大久保, 1981; 山崎, 1983; 山崎論文87-97頁を参照)。

台島階に相当する地層群を2分して、下位より時張山累層と郡累層とする。前者は、安山岩質および流紋岩質溶岩や火砕岩で構成され、一部に碎屑岩をはさんで、全層厚約960mである。その分布は片麻岩の周縁であり、断層か不整合をもって接する。これに対して上位の郡累層は、石英安山岩質凝灰岩を主体とし、細礫岩や巨礫岩および少量の安山岩溶岩等よりなり、約600mの厚さをもっている。下位層に対して部分的に不整合で重なっており、分布の中心は五箇村郡および中山峠付近にある。層相的には、中位にある巨礫岩層と、上位のシルト・凝灰岩互層とが注目に値する。すなわち、前者は、巨礫の密集した、青緑色を呈する特徴的な岩相を示し、都万村大津久の海岸に好露出地があるほか、中山峠付近にもかなり広く分布するものである。後者の互層は、台島階の最上位を占めるものであって、西郷町市街地の周辺で、*Comptonia naumanni* ほかの植物化石や *Viviparus* ほかの淡水貝化石を産する。郡累層の上限は、鮮新世火山岩類に被覆されるか、あるいはその進入をうけているために確認できない。時張山累層と郡累層は、中新統のなかでもっとも分布が広く、ENE-WSW 方向の軸をもった複背斜構造を呈している。

西黒沢階および女川階の地層については、かつて筆者(1981a)は下部久見層および上部久見層と命名し、後者の同時層として歌木頁岩層をあてた。ここでは全体を統一するうえで、両階に相当する地層群を久見累層として一括し、その下部を久見砂岩層、上部を歌木泥岩層とよぶことに改める。両者は整合関係にあるが、上限と下限は確認できない。久見砂岩層は、久見南方のただ1ヶ所にしか露出していないが、砂岩を主とし、約100mの層厚を示す。化石は、能登半島の東印内動物群(OKUBO and TAKAYASU, 1979)および *Miogyopsina-Operculina* 群(大久保・高安, 1979)を含んでいる。これに対して歌木泥岩層は、いわゆる珪質頁岩型の律動的な葉理を示す場合や、黒色の砂質頁岩の場合などがあるが、いずれも単調な泥質相で代表される。そして、いくつかの層準に海緑石の濃集した薄層があり、化石はガラス海綿の骨針か貝化石雌型程度しか発見されない。この女川階の地層は、主として西郷町の西南部に分布するほか、大峯山付近にも散在している。特徴的なことは、本層の上限付近の層準に、



第2図 島後の中部中新統の分布と化石産地

1：久見砂岩層，2：歌木泥岩層，3：動物化石産地，4：珪藻土

海成珪藻土をはさんでいることである(第2図)。島後の南岸ぞいに点在している珪藻土がそれであって、現在も稼行中のものがある(大久保・横田, 1984; 横田論文139-144を参照)。なお、島後の西黒沢・女川階の地層は、火山性物質をまったく含んでいない。

船川階ないしは上部中新統の地層は、露出地域がきわめてせまく、かつ、年代的に必ずしも確定しているわけではないし、上下限も不明である。筆者は、都万村の釜谷から中里に分布する都万累層、および島の北端にわずかに露出している中の浦泥岩などを船川階のものと考えているが(大久保, 1981a)、その他にも、五箇村北方や都万村糖谷等に点々と露出している堆積岩も都万累層に相当するものであろう。いずれも、基盤の片麻岩露出地からみると、中部中新統をへだててさらに外側の位置を占めている。

模式地の都万累層は、釜谷海岸から北に、緩傾斜をもって分布しており、下位より釜谷砂岩層と中里凝灰質砂岩層とに2分できるが、層厚は全体で270mほどである。釜谷砂岩層には化石の豊富な層準があり、貝化石のほか小型有孔虫が多産する。かつて多井(1956)により、この層準は本土側の布志名層に対比されて上部中新統といわれていたが、最近では疑問視される点

も指摘されている(多井・加藤, 1980)。しかし, 釜谷砂岩層は, 下位に位置する女川階の歌木泥岩層とはまったく異質の層相である。都万累層上部の中里凝灰質砂岩層は, 若干の貝化石や獣骨片を含んでいる。北端の伊後・中の浦海岸に露出している泥岩からは, *Thyasira bisecta* が報告(TOMITA, 1936; 小沢, 1925)されているが, 多井(1956)は本岩中の小型有孔虫をもって布志名層に対比した(*Thyasira* については杉山・上田論文 145-154 頁を参照)。この泥岩層は 90 m あまりの厚さを持ち, 塊状であって, 前記の都万累層とは層相をやや異にしている。岩質的には, 女川階の泥岩に近いが, 化石内容がそれとは異なるので, ひとまず船川階とし, 都万累層下部とは同時異相のものとしておく。

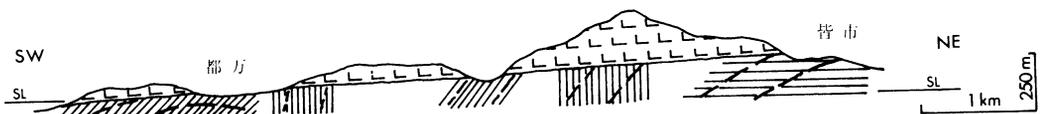
以上の中新統は, 程度の差はあってもいずれも褶曲構造(大久保, 1981a; 山崎論文参照)を呈しているが, その造構造運動の主たる時期は, 後期中新世のある時期と考える。すなわち, 地質構造からみると, 褶曲した都万累層の堆積後, フラットな油井火砕岩層(後述)の堆積以前と判断されるが, これは北陸の音川変動と同時期の地殻変動と思われる。

海成中新統の発達はこちらまでであって, 中新世末から鮮新世にかけての海成層は, 隠岐にはみられない。ただし, この時期の, 問題になる火砕岩層が島後の西海岸に露出している。それは那久岬の粗面玄武岩から始まり, それにつづく一連の火砕岩・溶岩および碎屑岩よりなる岩層であって, 油井付近に発達している。地質構造はフラットである。石田(1983)はこれを油井層と名づけて区分したが, 本稿では油井火砕岩層とよんでおく。最下位の粗面玄武岩は, あとでのべる西郷玄武岩と同じものとみられている。本層中の砂岩・礫岩・頁岩の互層部からは, 植物片のみが見出されるので, 古環境的には陸成だと考えてきた。しかし奇異なことに, 火砕岩層中に珪藻土のレンズ状小岩体が含まれていることがあり, しかも, 珪藻種は海性と淡水性の混合群集であること, 珪藻が指示する年代は中新世末期であること, が注目をひくところである。従来の調査では, この火砕岩層の特異性および独自性に気づかれることがなかったが, 西海岸だけではなく,

アルカリ流紋岩の広い分布区域内の所どころで, 流紋岩溶岩の直下に, まれには流紋岩体の中にさえ, 同じような火砕岩のみられる場合がわかっている。地質図(第1図)上では流紋岩質火砕岩として表示してあるが, それらはすべて油井火砕岩層に含められるべきものかどうかの問題が残っている。なおこれらは, 富田の地質図では T₄あるいは T₆ Sediment, または流紋岩として塗色された部分であり, 内水の地質図では島後層とされているものの一部分に相当する。

従来から鮮新世火山岩類といわれてきたものは, 年代上の積極的証拠に乏しいが, 分布が広くて島内では目立った存在である。下位より列記すれば, (1)粗面玄武岩 I = 西郷玄武岩〔前者は富田, 後者は内水の名称, 以下同じ〕(2)アルカリ粗面岩 I および板状アルカリ流紋岩 = 隠岐粗面岩・流紋岩類 (3)アルカリ粗面岩 II = 平粗面岩 (4)フォノライト・アルカリ石英斑岩等 = 葛尾石英流紋岩類・岩脈類, となる。本稿ではおもに内水の用語に従い, 第1図の凡例に示した名称でよぶことにした。このアルカリ岩系列の最初の玄武岩が, 鮮新世ではなくて中新世後期に遡る可能性があることは前述のとおりである。隠岐流紋岩類は, 島後をひろくおおっている岩体であり, とくに西半部に顕著であってドーナツ型の分布を示し, その下底面は島の外側に向って緩く傾斜している(第3図)。末期の葛尾流紋岩類は, 島の東半部, すなわち標高 559 m の葛尾山を中心に, 片麻岩の環状分布域の内側にのみ分布している。これらのアルカリ火山岩類の活動を, 松本(1983a, b)は島後カルデラ形成史として総括した(松本論文 111-119 頁を参照)。

島後の第四系にぞくするものは, 礫層と 2 期の玄武岩である。島内には, 明確な地形面としての段丘が残っていないが, 礫層は西郷湾近辺と布施村崎山岬にみられる。すなわち, 西郷町の玉若檜神社付近では標高 25 m, 尼寺山^{にじやま}では 30 m, 原田では 30 m の高さにあるやや平坦な地形面下に礫層が残っている。布施の崎山岬では, 海面上約 22 m の高さに, 層厚 3 m ほどの礫層があって玄武岩におおわれている。これは大峯玄武岩とみられている。以上の礫層は, 高度的にはほぼ同じ



第3図 都万をとる北東方向断面図(凡例は第1図に同じ。破線はおよその傾斜を示す)

くらいの位置にあるので、同一地形面を示唆しているが、年代的には中位面よりも高位面に対比される可能性がよい。

第四紀玄武岩は、大峯山と大満寺山^{だいまんじやま}を中心とその周辺地域に分布しているものと、西郷湾入口の岬町一帯を占めているものとの2種類が識別されている。前者は大峯玄武岩とよばれるが、大峯山の山容には火山を偲ばせる形態が残っており、礫層との関係も含めて、洪積世中期ごろの噴出物とみることができる。後者の玄武岩は、隠岐空港のある岬町付近にのみ分布するもので、岬玄武岩とよばれている。本岩についても年代測定データのデータはないが、沖積世早期とみられている。なお、この島の玄武岩の年令についてはKANEOKAら(1977)がいくつかの測定結果をあげているが、筆者らの考えている地史とはかなりくい違っているので、ここではふれないことにする。

島後には崖錐の発達著しい。それは、洪積世末期かそれ以後の産物であるが、顕著なもの分布をみると、隠岐流紋岩の内縁にそって集中的に現われているのが特異な現象である。

以上が島後の地質系統の概略であるが、これにくらべると島前には若干の欠如がみられる。両者の比較を第1表に示す。島前については千葉(1975)が総括的な地質図を作製しているので、本稿では堆積岩系を中

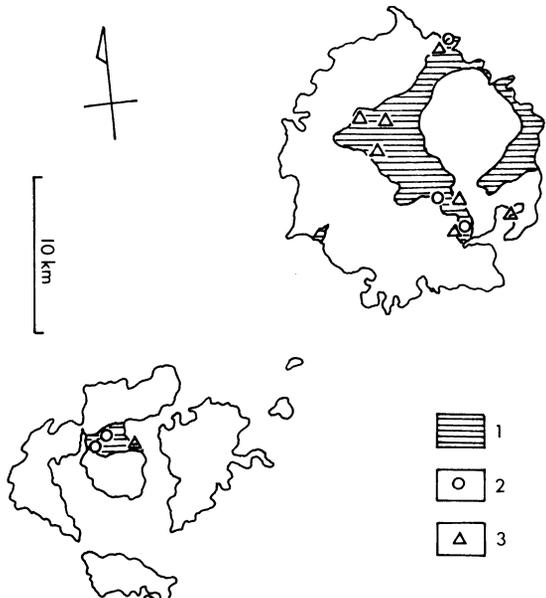
心にのべる。

島前は、西ノ島・中ノ島・知夫里島の3島が主体であり、すでに山上(1896)が指摘したように、全体として沈水カルデラである。従って、現在海面上に露出している部分、すなわち陸上地質についていえば、圧倒的に鮮新世火山岩類が多く、堆積岩=中新統は西ノ島の中央部に、東西約3.5 km、南北約2 kmの範囲をしめているだけである。中ノ島には中新統はなく、知夫里島ではごく一部に堆積岩があるが、これは西ノ島の下部中新統と同じものと思われる。

西ノ島中央の、市部^{いちべ}から別府の間に発達している中新統は、島前における最古期岩であって、層相と化石により台島階と船川階に分けられるが、後者の分布はきわめてせまい(苗村・島田論文155-160頁を参照)。台島階は、苗村(1982)により美田累層と名づけられ、下部は石英安山岩質凝灰岩・凝灰角礫岩および砂岩頁岩互層より構成されているが、上部は凝灰質砂岩と頁岩が多い。本累層は、島後の郡累層とほぼ同層準であって、層厚は約600 mである。このうち上位の砂岩および頁岩中より淡水性貝化石および植物化石を産するが、とくに前者の存在が目立っていて、美田付近だけでも10ヶ所をこえる産地がある。種類としては*Viviparus*がもっとも多く、それに反して*Corbicula*をみかけず、その点でも島後の淡水貝群集と共通して

第1表 島前と島後の対比表

		島 前	島 後
第 四 系	沖 積	沖 積 層	沖 積 層
	洪 積		岬玄武岩 大峯玄武岩 礫 層
第 三 系	鮮 新 統	アルカリ流紋岩・粗面岩類	葛尾流紋岩類 平粗面岩類
		焼火山粗面岩	?
	上 部	アルカリ玄武岩 石英閃長岩	油井火砕岩層 (西郷玄武岩)
新 統	中 部	市 部 層	都 万 累 層 (井澤土)
	下 部	美田累層	郡 累 層
	先第三系		時張山累層 片 麻 岩 類



第4図 島前と島後の台島階化石産地

1：台島階の露出域，2：淡水貝化石産地，3：植物化石産地

いる。この層準の化石産地を第4図に示しておく。他方、船川階の地層と思われるものは、浦郷湾に面した市部付近にしか露出せず、市部層（苗付、1982）とよばれる。本層は厚さ275 mほどの砂層岩であって、美田累層との関係はまだ確定していない。狭い分布の反面、化石産地は多く、豊富な海棲化石 *Clinocardium shinjiense*, *Patinopecten tokunagai*, *Thyasira tokunagai* 等々を産出する。本層は、島後の釜谷砂岩層と同じ層準ではないかと考える。

これらの中新統は、石英閃長岩の貫入をうけているが、閃長岩の年齢は 9.1×10^6 年といわれる（千葉、1975）。その後、鮮新世火山岩類の一連の活動をへてカルデラが形成されたものであるが、その各段階が島後カルデラとすべて同時期であったかどうかは問題があるところで、筆者には島前カルデラの方が少しづつ早期に進行していたように思える。

島前には、洪積世の堆積物はない。それはもともと発達をみなかったのではなく、後水期の沈水過程で海中に消えたにすぎない。すなわち、島後よりも島前の方が、海面下への沈降量が大きかったためではないだろうか。いま地形と地質を考えながら両島を比較してみると、島の間隔は約10 km であるが、60 mの等高線をたどるとすべて陸続きになる。これを逆に考えて、島後を沈水させた場合を想定してみよう。かりに200

mの等高線で島後の地質図を水平に切ってみると、第5図のようになる。すなわち、島の輪廓は島前に近いいわゆるリヤス式の海岸地形となり、地質図ははるかに簡略化されて、島の大部分は新期の火山岩で占められ、中新統は台島階だけが残ることになって、地質的にも島前に似たものとなる。筆者は、島前と島後の間に沈水量の差があったと考えるが、それを量的に把握することはむづかしい。しかし、隠岐諸島全体が単一のブロックとして海面下に沈んだとは思えず、島前と島後が洪積世以後別々の沈降運動をし、そしておそらく前者の方が先に沈んでいったものと考ええる。この問題は、沖合の海域を含めた山陰地方の第四紀古地理論のなかで解明されるべきであろう。

隠岐と能登

島後の地質調査が進み、中新統の内容が明らかになるにつれて近隣地域との比較を考察してきたが、その過程で、島後は島根半島よりも能登、とくに能登半島北部に地質的類似点が多いことに気がついた。すなわち；

(1) 化石でいえば、*Thyasira bisecta*, *Aphrocallistes*, *Miogypsina-Operculina* および東印内動物群などの存在はまったく同じである。

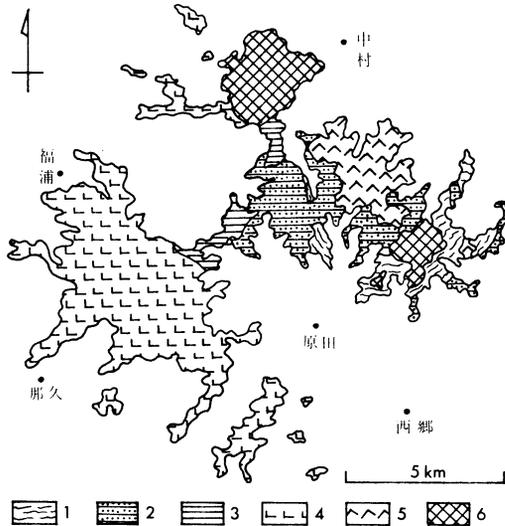
(2) 珪藻土の発達、とりわけ女川階上部における海成珪藻土の著しい発達は共通している。

(3) 海緑石の存在もまた共通している。ただし能登においては、それは上部中新統の基底部を特徴づけるといわれているのに対して、隠岐では特定の層準を指示していない点の違いはある。

(4) 基盤岩類についていえば、両地域とも中新統の直下には飛驒片麻岩類があって、その間に古生層や中生層あるいは白亜紀末酸性火成岩類などを欠いている。

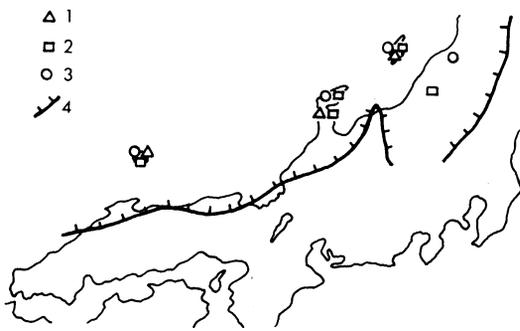
以上は現象面の比較にすぎないが、グリーンタフ地向斜の北西側の周縁堆積相として、上記のような中・上部中新統があることを筆者は強調したいのである。

たとえば、*Aphrocallistes*、海緑石および海成珪藻土の分布域を例にとると、層準には多少の違いはあるが、第6図のように、内陸端から遠く離れた所に位置していることがわかる。従って、この見方を延長すると、能登からさきは佐渡・男鹿へと類似性を求めることになる。同じような類推について秦（1976）は、奥尻と佐渡をグリーンタフ地向斜の西縁に位置する場所として、中新統に共通性が高いことを指摘している。海底地質の詳細がよくわからないので、陸上部だけの比較



第5図 島後を200 m沈めたときの地質図

- 1：片麻岩類， 2：時張山累層， 3：郡累層，
4：隠岐流紋岩， 5：葛尾流紋岩， 6：大峯玄武岩



第6図 アフロカリステス・珪藻土・海緑石の分布

1 : *Aphrocarlistes*, 2 : 珪藻土, 3 : 海緑石,
4 : グリーンタフ地域の境界線

になるが、能登半島の先端よりもさらに北方の海底下に、隠岐に酷似した地質をもつ地域があるのかもしれない。いずれにしても、これらの地点はグリーンタフ地域の脊梁側内陸端よりおよそ 100 km 離れて位置しているので、それだけの巨離をへだてた他端に、隠岐の海成中新統で代表されるような層相、すなわち地向斜の周縁相があるとみなくてはならないだろう。あるいは、地向斜中の隆起部の堆積相かもしれないが、この点の吟味はさきの問題にゆずる。

ここでは隠岐と能登の類似点を強調したが、地質的差異があることはもちろんである。中新統についても層相や層厚などに若干の違いはあるものの、洪積世に入ってから両地域間の差異が顕著になる。たとえば、能登半島北部では第四系の発達がよく知られており、高位・中位・低位の各地形面や、平床貝層のような堆積物が明瞭である。これに対して隠岐の第四系にはみべきものがほとんどなく、著しい好対照である。この差異は、鮮新世—洪積世以後における昇降量の違いに主因があるものと思われる。この点について、隠岐近海の陸棚深度は、日本海沿岸の他海域よりも 200 m ほど深い、という指摘(佐藤・小野, 1964)を想起する。山陰区と北陸区との違いであるとともに、日本海形成過程上の問題でもある。

隠岐と山陰本土地域

島根半島と隠岐の島前との間は 45 km あり、島後とは 65 km 離れている。この間の海底地質についてはあとでふれることにして、いま本土側の地域を松江・出雲四近にとって、隠岐との間で地質系統の異同をみてみよう。古い方から順に列記するとつぎのようである。

(1) 飛驒片麻岩に比較される変成岩類は、島後に露出するだけであって、山陰の本土側には露出してない。

(2) 本土側の地域を松江四近に限れば、三郡変成岩・古生層および中生層がないことは両地域に共通している。

(3) 白亜紀末火成岩類は、本土側には出ているが隠岐には欠如している。

(4) 古第三系の堆積岩はどちらにも欠如している。

(5) 新第三系の発達についていえば、火山岩の多い台島階の発達、海成中新統の存在、海成鮮新統の欠如、鮮新世火山岩類の存在等において、大きくみれば両地域に共通性がある。

(6) しかし、詳細にみれば、中新統の岩相・化石・層序などの上で大きな差異がある。

(7) 第四系の堆積物は、本土側に比べて隠岐では微弱である。また、砂丘は本土側にはみられるが、隠岐にはない。

以下、いくつかの項目について考察を進める。

白亜紀末火成岩類は、島根半島にこそ露出をみないものの、宍道湖中海低地帯の南側には広く分布している。これに反して隠岐ではまったく欠けていて、島後においては中新統が片麻岩に接している。隠岐近辺には、もともとこの火成岩類の発達がなかったのかもしれない。それは、隠岐に温泉の徴候がないことから推測される。すなわち、本土側の温泉では、本岩類にともなう花崗岩の余熱が熱源となっている場合が一般的であるので、それのない隠岐には温泉が期待できないからである。

中新統の発達にかんしては、比較すべきことが多い。

台島階の地層群は、層相や層序の上で両地域間の共通性が高い。とくに化石について、他のグリーンタフ地域では報告されていない淡水性貝化石が、島前・島後でも、また島根半島でも多くの地点で発見されている。この事実は、全域にわたって古地理的条件が共通しており、湖沼性陸水域であったことを意味する。しかし、堆積盆地の発生機構は異っていたようである。本土側では陥没構造とそれに伴う層相・崖錐性基底礫岩が強調されているが(山陰グリーンタフ団研グループ, 1979)隠岐ではそのような現象は確認されていない。

西黒沢階と女川階については、両地域間でかなり異っている。この時期の地層は、隠岐では久見累層として一括されるが、本土側では川合層・久利層・大森層、

第2表 中部中新統の比較

	隠岐	山陰本土地域
西黒沢階の層相と層厚	Mg・Opを含む砂岩層が主体で、火山性物質を欠く。層厚は約100m+	化石により証明された本階はない。同時異相か欠如。
女川階の層相と層厚	珪質頁岩または泥質岩相で、火山性物質を含まず。層厚約100m。化石は <i>P. peckhami</i> の散在と海綿骨針が目立つ程度。海緑石の濃帯帯が散在する。上限付近に海成珪藻土をふくむ。	泥質岩または砂泥互層で、層厚は約1000m。粗粒玄武岩や凝灰岩などをはさむ。化石は <i>P. peckhami</i> 、魚鱗など。海緑石や珪藻土をふくまない。
地質構造	全体として複背斜構造の一部を占めるが、本来は浅いドーム・ベーズン型の褶曲構造と思われる。	厚い中新統の褶曲構造の一部を占める。
鉱床	島後には珪藻土鉱床があるが、黒鉱はない。	珪藻土鉱床はないが、黒鉱鉱床がある。

同じく島根半島では成相寺層・牛切層などと稱されている。これらの地層群について、層相や層厚などを比較すると第2表のようになる。

両地域をくらべて顕著なことは、化石群集と地層の発達の違いである。化石についていえば、*Vicarya*がない点は共通しているが、その他の西黒沢階の貝化石や大型有孔虫などの有無はまったく対照的である。地層の発達についていえば、本土側の中部中新統は、一部に不整合があるとはいえ、一連の地向斜性堆積物であり、溶岩や火砕岩を少なからず含んでいる。これに対して隠岐では、中部中新統が一連の厚層であるとはいいがたく、むしろ断片的な層準しか発達していないようにみえるし、かつ、層厚がうすく、火山性物質を含んでいない。これらのことは、隠岐が地向斜の周縁に位置していたことの反映である、と筆者は考える。さらに地質構造的には、変形の規模や様式に差異が認められるが、これは基盤岩類のちがいが、層厚の差、火山性物質の有無等々と関連した現象であろう。

また、中部中新統中の海緑石と海成珪藻土が、山陰地方全体をつうじて、隠岐にしかみられないことも特

異である。この点でも、堆積環境と堆積場所の特性について考えなくてはならない。海緑石の成因についてはよくわからないが、珪藻土にかんしては、中新世に入ってから汎世界的な珪藻の繁茂を背景として、珪藻が濃集して堆積する場所、しかも碎屑物の供給が乏しい場所をその堆積地として想定せざるをえない。そう考えれば、地向斜の中心部よりも周縁部の方に、珪藻土堆積の適地を求めることも間違ではないだろう。

つぎに上部中新統の比較であるが、この時期を古生物的に規定することはむづかしい。ひとまず、隠岐の都万累層、本土側の布志名層・古江層・松江層などを船川階のものとして話を進める。それらの分布は、中部中新統にくらべると一段と限定されている。また、これらの地層は下位層に比して、固結度や変形の程度がやや弱く、そのことは化石の保存状態が良好なことにも反映している。化石群集にかんしていえば、両地域に共通する貝化石は3~4種にすぎないが、小型有孔虫では島後産24種のうち、布志名産と共通するのは15種といわれている(多井, 1956)。群集組成の上では必ずしもうまく合致しないが、上記の諸地層は後期中新世の枠内におさまるものとする。ただし、層厚にはかなりの開きがあって、隠岐の都万累系層が170mぐらいであるのに対して、島根半島の古江層は約600m、その南方の布志名層は約700mである。この点でも、中部中新統の場合と同様に層厚の差異をみることができる。

この層準の年代論について、いつも問題にされるのは布志名層の *Desmostylus* である(酒井, 1935-一の谷団研グループ, 1982)。この化石の産地を全国的にみたとき、山陰の産地だけが高層準である。として異常視されるのがふつうである。しかし、*Desmostylus* を中新統内の特定の層準の標準化石であるかのように扱うのは間違いである。松江と出雲の出土層をみると、布志名層の下位に、大森層をへだてて女川層の泥質岩があることは動かしがたい事実である。問題はなお今後に残されているが、化石の示準性を先行させるのではなく、層位的事実と対比の原理に基いて判断すべきだと筆者は考える。

松江付近では、中新統の最上位層を松江層という。本層は、橄欖石玄武岩および同質凝灰岩を主とする地層であるが、魚(佐藤, 1977)やエビ(大久保, 1975)の化石を含む頁岩をはさんでいる。層相的にも古生物的にも、松江層と同じものを隠岐で見出すことはできないが、前項でのべた油井火砕岩層が同時期かもしれ

ない。もしこの推定が正しければ、アルカリ火山岩の活動開始期が両地域でほぼ一致するし、また、古地理的には海退期における堆積物として両者を把握することもできる。

鮮新世は、隠岐も本土側も、陸上噴出の火山岩類の活動期にあたる。隠岐については前項でのべたが、松江周辺では和久羅山安山岩 (6.1×10^6 年)がある。陸上ではこのような火山岩しかしられていないが、両地域間の海底下には、海成鮮新統が厚く堆積しているといわれており(田中, 1979a, b; 南, 1979), 鮮やかな対照を示している。現在の陸域と海域の先駆の形態が、すでに鮮新世の頃には出来ていたとみることができる。

以上のべたように、隠岐と山陰本土側との間には、いくたの共通点や相違点があるが、それらをグリーンタフ地域中の現象としてとらえるとき、山陰地方だけに限らず、ひろくグリーンタフ地域全体に拡大して考えてもよいはずである。裏日本側の新第三系をみると、本州孤に平行して脊梁側に黒鉱地域があり、日本海側に油田褶曲地域が位置している。両者の境界は漸移的なものであるが、山陰地方にあてはめてみると、島根半島あたりから南側が黒鉱地域に相当し、油田褶曲地域はその北側の海底下に位置しているとみることができる。本土側からみた場合には、厚い中新統が占める油田褶曲地域のはるか向う側に、隠岐が位置していることになる。このような位置関係からみても、隠岐はグリーンタフ地向斜の周縁部に相当する、と考えざるをえない。山陰本土側と海底下の地層群の配置関係について、田中(1979b)は南側より第1、第2、第3帯と名づけてそれぞれの発展段階を明らかにしたが、隠岐の位置づけについてはふれていない。田中の第3帯は、厚い海成鮮新統のみが占めていることになっているが、筆者の推定では、その下底にも薄い海成中新統が存在して、隠岐につづいているように思われる。

他方、山陰のグリーンタフ地域を横断する形で、隠岐と本土を結ぶ南北方向の隆起部があることにもふれておかねばならない。このような隆起部の存在は、藤岡(1963)が秋田地方で指摘しているところであり、山陰だけの特殊性ではないようである。巨視的にみれば、古生代の地向斜の規模にくらべたとき、グリーンタフ地向斜では堆積盆地が一段と局地化したために、それに伴って出現した現象のように思える。松江-隠岐隆起部とでもよぶべきこの地帯は、海成中新統の主堆積盆地を東西に分ける境界域であり、鮮新世火山岩

類が位置する隆起部でもあり、本土側の第四紀古地理の上では古宍道湖の東縁を限る隆起部でもあった。前期中新世のころ、あるいはそれ以前にこの隆起部が存在していたかどうかは明らかでないが、中新世中期ごろから次第に顕在化して、現在の海底地形にみるような隠岐海台が形成されてきたものと思われる。

あ と が き

本稿では、中新統を主にして隠岐の地質の概略をのべた。隠岐の地質系統は、これまでかなり混乱していたし、また、不明確な点が多かったが、いまに至ってようやく層序論の柱が確立したように思える。ここでは地質構造の説明はほとんど省略したし、各層の層相についても詳しくのべなかつたので、具体性に欠ける点は以下の各論文を参照していただきたい。

この特集号が編集された現時点でも、問題が多く残されていることはいうまでもない。たとえば、中新世末から鮮新世にかけての山陰地方の地史の解明、海域を含めての第四紀地史の解明、島前と島後の対比、飛騨外縁帯の位置の問題、など課題は多い。いままでの諸成果を一里塚にして、隠岐の研究をさらに進展させたいと思う。

謝 辞

1972年以来、筆者の地質調査に同行し、援助して下さった当教室の多数の教官・学生諸氏に厚くお礼申し上げる。とくに島田豊郎氏からは、グリーンタフにかんする諸知見や文献などをご教示いただいた。金沢大学の紘野義夫氏からは、化石を中心に多くの助言をえてきた。広島大学の多井義郎、名古屋大学の糸魚川淳二、鳥取大学の赤木三郎、の諸氏には、現地でも有益なご教示をいただいた。地質図の作製に当っては、山崎博史・石田英明・長谷川康・鳥居直也・矢野寛幸の諸氏の未公表図をかりたり、また、お世話になった。以上の諸氏に心から感謝する次第である。

引用文献

- 安達直隆, 1979: 隠岐島後北東部の変成岩類について。
島根大文理地学卒論(手記)
青木謙一郎, 1977: 隠岐島後中村の超苦鉄質・苦鉄質捕獲岩, 岩鉱, **72**, 75-84
千葉とき子, 1975: 隠岐島前の地質。国立科博研報, C類, **1**, 137-145。
藤岡一男, 1963: グリーン・タフ地域の地質。鉱山地質,

- 13, 358-375.
- 布野誠三, 1963: 隠岐島前西の島の地質, 島根大文理地学卒論(手記)
- 春本篤夫, 1926-27: 隠岐島後の火山岩に就いて, (1)-(3). 地球, **6**・7.
- 星野光雄, 1979a: 隠岐島後のコランダム含有泥質片麻岩, 加納教授記念論文集「日本列島の基盤」, 85-88.
- HOSHINO, M., 1979b: Two-Pyroxene Amphiboles in Dogo, Oki Islands, Shimane-Ken, Japan. *Jour. Japan Assoc. Min. Pet. Econ-Geol.*, **74**, 87-99.
- 秦 光男, 1976: 北海道奥尻島の新第三系と佐渡島との対比. 新潟大地鉱研報, **4**, 91-96.
- 一の谷団研グループ, 1982: 島根県, 布志名層より *Desmostylus* の産出, 地球科学, **36**, 224-228.
- 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., E. TAKAHASHI and S. ZASHU, 1977: K-Ar Ages of Alkali Basalts from the Oki-Dogo Island. *Jour. Geol. Soc. Japan.* **83**, 187-189.
- 川口 稔, 1978: 隠岐島後東部のアルカリ玄武岩と包有岩類について. 島根大文理地学卒論(手記)
- 松本徳夫, 1983a: 島根県隠岐島後カルデラの可能性. 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.
- 南 明, 1979: 山陰・対馬沖の堆積盆地の分布と性格. 石油技報, **44**, 89-96.
- 光本清隆, 1981: 隠岐島後西部における層序学的研究. 島根大文理地学卒論(手記)
- 三ツ田喜代司, 1977: 隠岐島後の変成岩類の研究. 島根大文理地学卒論(手記)
- 村山 保, 1979: 島根県隠岐郡西ノ島町の地質について. 島根大文理地学卒論(手記)
- 苗村 誠, 1982: 島根県隠岐島西ノ島町の新第三紀層の層序と焼火山周辺の岩石について. 島根大地理地質卒論(手記)
- 永江伸行, 1983: 隠岐島後中山峠地域の第三系. 島根大地理地質卒論(手記)
- 中山智視, 1978: 隠岐島後大久付近の変成岩類の研究. 島根大文理地学卒論(手記)
- 大久保雅弘, 1975: 松江層のエビ化石, 山陰文研紀要, **15**, 211-216.
- , 1981a: 隠岐島後の中新統化石層. 島根大地理紀要, **15**, 125-137.
- , 1981b: ついにみつかったミオジブシーナ. 山陰化石物語, 193-204, たたら書房.
- ・高安克己, 1979: 隠岐島後より *Miogyopsina* の発見, 地質雑, **86**, 37-39.
- OKUBO, M. and K. TAKAYASU, 1979: Discovery of Middle Miocene Molluscs at Kumi, Dogo, Oki Islands. *Mem. Fac. Sci. Shimane Univ.* **13**, 121-130.
- 大久保雅弘・横田正浩, 1984: 隠岐島後の珪藻化石群集. 地質雑, **90** (印刷中)
- 太田昌秀, 1963: 隠岐変成岩類, 岩鉱, **49**, 189-206.
- 大脇康孝, 1961: 隠岐島後中西部の第三系. 島根大文理地学卒論(手記)
- 小沢儀明, 1925: *Thyasira bisecta* の新産地. 地質雑, **33**, 447.
- 酒井栄吾, 1935: 宍道湖南岸地域で知られている「デスモスチラス」の産地について. 地質雑, **42**, 161-162.
- 山陰グリーンタフ団研グループ, 1979: 松江市南方の下部および中部中新統の陥没盆地. 地質論集, **16**, 33-53.
- 佐藤伝蔵, 1922: 隠岐の珪藻土. 地学雑, **34**, 203-211.
- 佐藤二郎, 1974: 松江層の魚類化石. 地質学会第81年演旨, 237.
- 佐藤任弘・小野晃司, 1964: 日本海山陰沖海域の海底地質. 地質雑, **70**, 434-445.
- 関 信雄, 1961: 隠岐島片麻岩類地域の地質. 島根大文理地学卒論(手記)
- 下間忠夫, 1928: 隠岐群島島前におけるアルカリ粗面岩岩脈に就きて(1)-(3). 地球, **9**, 351-357, 433-439, **10**, 54-64.
- 多井義郎, 1956: 隠岐群島島後の中新世小型有孔虫化石群. 地質雑, **62**, 212-213.
- ・加藤道雄, 1980: 隠岐島後産 *Miogyopsina* とそれに伴う小型有孔虫化石群. 地質学会第87年演旨, 79.
- 田中 隆, 1979a: 北陸・山陰沖の地史的発展. 地質学会第86年演旨, 31-32.
- , 1979b: 北陸・山陰沖の堆積盆地の分布と性格. 石油技報, **44**, 308-320.
- 富田 達, 1927-32: 隠岐島後の地質学的並びに岩石

- 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)
- UCHIMZU, M., 1966: Geology and Petrology of Alkali Rocks from Dogo, Oki Islands. *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.
- 山根英男, 1963: 島後北部の地質, 島根大文理地学卒論(手記)
- 山野井伸行, 1981: 隠岐島後南西部の層序学的研究. 島根大文理地学卒論(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: 隠岐島後の下部中新統の層序と地質構造. 地質学会第90年演旨, 128.
- 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)
- 横田正浩, 1984: 隠岐珪藻土の古生物学的研究, 同上