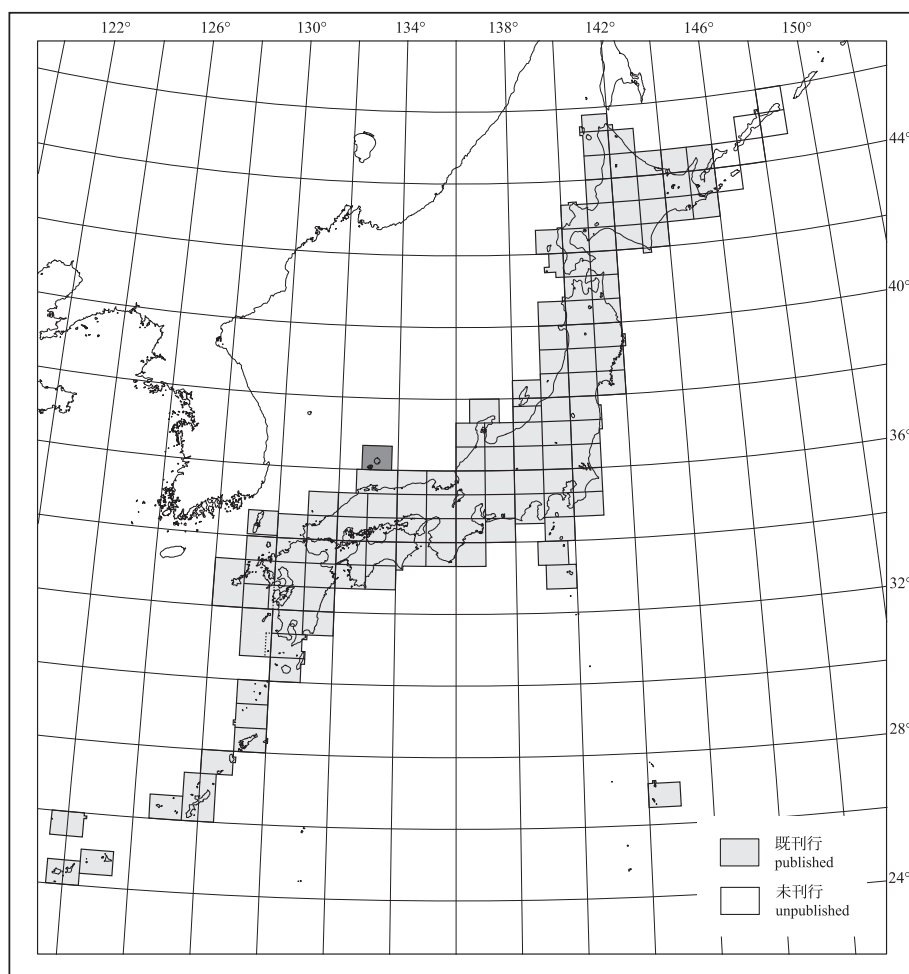


20万分の1地質図幅「西郷」

GEOLOGICAL MAP OF JAPAN 1:200,000, SAIGŌ

鹿野和彦・湯浅真人・駒澤正夫

Kazuhiko KANO, Makoto YUASA and Masao KOMAZAWA



平成22年

2010



独立行政法人
産業技術総合研究所
地質調査総合センター



GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN, AIST

1. はじめに

20万分の1地質図幅「西郷」は、地質調査総合センター（旧地質調査所）が編集する20万分の1地質図幅の1つである。20万分の1地質図幅それぞれの区画は国土地理院発行の20万分の1地勢図に対応させるのが原則であるが、20万分の1地勢図「西郷」では図画の中で最も広い陸域である隠岐諸島がその隅に置かれており、周辺海域の地質との関係が読み取れないので、20万分の1地質図幅「西郷」では図画の大きさを変えずに隠岐諸島をその中心となるようにした。ただし、竹島については、国土地理院発行の20万分の1地勢図「西郷」に従ってそのまま20万分の1地質図幅「西郷」に組み込んだ。

20万分の1地質図幅「西郷」地域は、島根半島沖合の日本海西部に位置し、島根半島沖の大陸棚と、そこから北北西へと延びる隠岐海脚がその大部分を占める（第1図）。隠岐海峡を挟んで、島根半島の北方40～70 km沖合、隠岐海脚の基部付近に隠岐諸島があり、さらに、隠岐諸島の北西約150 km、隠岐海脚から北西方の対馬海盆に至る斜面上に竹島がある。

隠岐諸島の地質は、山上（1896）をはじめとして、数多くの人々によって研究されており、1980年代以降は、それまでの研究成果に基づいて、島根県地質図（20万分の1）（島根県地質図編集委員会、1982）及び新編島根県地質図（20万分の1）（島根県地質図編集委員会、1997）の一部として編集され公開されている。島根県地質図（20万分の1）（島根県地質図編集委員会、1982）では、1978年に地質調査所が行った調査結果をまとめた海洋地質図 No.20「隠岐海峡海底地質図（20万分の1）」（玉木ほか、1982）も編集に取り入れられている。2000年以降は、隠岐諸島の地質調査結果をまとめた5万分の1地質図幅「浦郷」（千葉ほか、2000）と5万分の1地質図幅「西郷」（山内ほか、2009）が地質調査総合センターから出版されたほか、海上保安庁が隠岐諸島周辺を含む島根県沖合の広い海域で音波探査、海上重力探査などを実施し、その成果として「島根沖海洋測量資料」（平成16年）をまとめている（海上保安庁海洋情報部、2004）。本地質図幅は、これまでの研究成果にこれら2000年以降の資料を加えて編集した。なお、竹島については、周辺海域の調査資料はあるものの、政治的な理由で現在も直接上陸して調査することができないため、大韓民国の研究者による最近の論文に基づいて編集した。

編集に当たっては海上保安庁海洋情報部から島根沖海洋測量資料の提供を受けた。隠岐諸島のうち、島前の地質に関する知識は千葉と金子（国立科学博物館）、金子信行（地圏資源環境研究部門）との共同研究で得られた。島後の地質については、山内靖喜（島根大学）、澤田順弘（島根大学）ほか多数の方々から、貝化石群集については小笠原憲四郎（筑波大学）からご教示いただいた。海底地質図作成に当たっては村上文敏（地質情報研究部門）と棚橋 学（地圏資源環境研究部門）のお二人に音波探査記録とその測線図を整えていただいた。また、岸本清行（地質情報研究部門）に隠岐諸島周辺海域海底地形図（第1図）を整えていただいた。ここに記して謝意を表する。

（鹿野和彦・湯浅真人・駒澤正夫）

2. 地 形

20万分の1地質図幅「西郷」地域の大部分を占める隠岐海脚は、西南日本の大陸棚延長上にあつて、その西側には対馬海盆が、東側には大和海盆がある。また、隠岐海脚の基部付近にある隠岐諸島の東北東延長上には隠岐海嶺があつて、北側の大和海盆と南側の隠岐舟状海盆とを分けている（第1図）。

隠岐諸島は4つの主な島と周辺の小島や岩礁からなる。隠岐諸島のうち、北東に位置する最大の島を島後といい、島後から約11 km離れてその南西に集まる西ノ島、中ノ島、知夫里島の3つの島をまとめて島前という。国土地理院発行の5万分の1地形図「浦郷」地域は島前に、5万分の1地形図「西郷」地域は島後に一致する。

島前と島後は、ともに島根半島から日本海に張り出した大陸棚の上にあつて、水深100 mの等深線が島前、島後から島根半島までを取り囲んでいる。水深50 mの等深線は島前と島後の現在の海岸線にほぼ平行し、小島や岩礁のすべてを取り囲んでおり、島前と島後の周辺には、水期に陸地であったことを示す谷の地形が最大水深60～70 mに至るまで残っている。

島前は、開析の進んだ外輪山と焼火山（標高451.7 m）を頂点とする中央火口丘とからなるカルデラである。外輪山の標高は島によって異なるが、西ノ島では高崎山（標高434.6 m）、知夫里島ではアカハゲ山（標高324.5 m）、中ノ島では家督山（標高246.2 m）が最も高い。カルデラ床に当たる部分は海中に没し、広さ約50 km²、最大水深55 mの内海となつており、中ノ島と知夫里島の間、西ノ島と中ノ島の間、西ノ島と知夫里島の間、西ノ島の船引運河の4ヶ所を外海に開いている。外輪山外側斜面の傾斜が変わる水深50 mまでを島前の火山体と考えれば、その規模は東西24 km、南北18 kmに達する。カルデラは直径約10 kmの四角形、カルデラ壁の高さは200～300 mである。

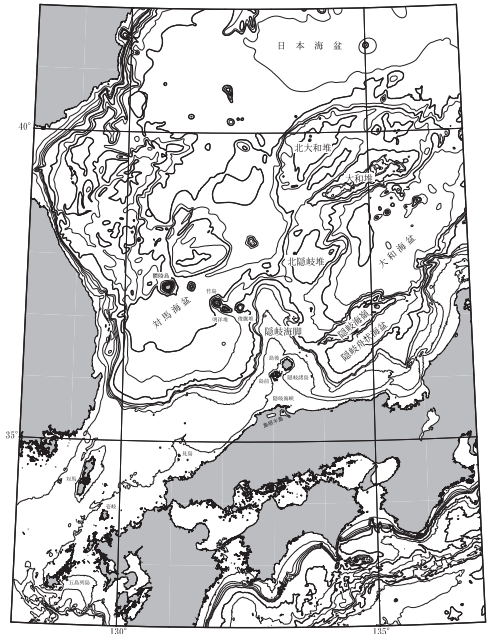
島前では河川の発達は顕著ではない。島前の3つの島及び小島の海岸はほとんどが岩石の露出する海食崖で、砂浜は西ノ島中央部の船越の外海に面した海岸（外浜）に見られるにすぎない。西ノ島の外海側と知夫里島の内海側及び西岸では断崖が続く。場所によっては高さ200 m以上の絶壁となつて海に面しており、隠岐国賀海岸と隠岐知夫赤壁が国の名勝・天然記念物に指定されている。

島後は、その中に、中新世以降の火山岩からなる標高300～500 mの山々が点在し、それらがす山後の間を縫って、八尾川、重柄川、中村川などの河川が西郷湾などの湾または入り江に流入している。島後の東半分には片麻岩などからなるドームが広がり、その

上に後期中新世の流紋岩が葛尾山（標高597.5 m）を中心とした高まりをなす。また、島後の西半分では、これを取り囲むように、ほぼ同時期に噴出した粗面岩～流紋岩が海岸に沿って横尾山（標高572.8 m）を最高点とする弧状の稜線をなして分布している。松本（1984）はこのことに着目して、島前と同様、これらの火山活動によって生じたカルデラの存在を唱えているが、カルデラを特徴づける地形の存在を明確に認めることは難しい。島前と同様、島後の海岸は海食崖が続く。その周辺には岩礁が点在する。島後北端の白島崎を中心とした隠岐白島海岸と、東部の崎山岬と浄土ヶ浦などが続く隠岐布施海岸は国の名勝・天然記念物に指定されている。

竹島は、隠岐海脚から対馬海盆へと至る水深1,000～2,000 mの斜面上にある径50 km前後の高まりの頂点に位置し、西島（標高168 m）、東島（標高97 m）のほかにいくつかの小島と岩礁からなる。竹島の東側にも同一海上上に同規模の高まりである明洋堆があり、水深1,150 mの鞍部を挟んで、その東方、隠岐海脚の高まりに至る斜面上にも径20～30 kmの海山、俊鷹堆がある。ただし、岩淵（1968）は、これを神藤礁と呼んでいる。俊鷹堆とその東側の隠岐海脚との間には水深700 mの鞍部があるが、竹島が位置する海山と俊鷹堆の頂部はおおむね平坦で、その水深は大陸棚の延長部である隠岐海脚とほぼ同じ170～190 mである（岩淵、1968）。

（鹿野和彦・湯浅真人）



第1図 隠岐諸島周辺海域の地形
等深線は500 mまでは100 m間隔、それ以降は500 m間隔。
（岸本清行作成、JTOP030を用いた）

3. 地質概説

島前と島後は、ともに島根半島から日本海に張り出した大陸棚の上にあつて、後期中新世以降に噴出した火山岩によってその大部分が構成されている。島前では、それら火山岩の下位に主に堆積岩からなる前期～中期中新世の地層があつて、わずかながら窓状にのぞいている。また、島後では三疊紀～ジュラ紀の片麻岩が暁新世～始新世の花崗岩に貫かれ、前期～中期中新世の地層に囲まれてドーム状に露出する。

島前と島後に露出する前期～中期中新世の地層(N₁₋₂)は、南方の隠岐海峡にも露出しており、島根半島まで連続する。それらは島根半島など山陰地方の海岸とほぼ平行に東北東方向に褶曲し、ところどころ、同方向の高角度断層によって断たれている。

隠岐諸島から山陰地方の海岸へと延びる地域を除けば、隠岐海脚の表層は鮮新世～完新世の堆積物が大部分を占める。後期中新世～鮮新世の堆積物(N₃)は、変形した前期中新世～中期中新世の地層を傾斜不整合で覆い、これにオンラップして沖合に向かって厚くなる。また、局所的に変形している。更新世～完新世の堆積物(Q)は、鮮新世の堆積物にオンラップして沖合に向かって厚くなる。ここでN₃とQとの地層境界は、海水準低下に対応するものであるが、その時期を特定する決め手はないので、それぞれの時代区分は暫定的である。

隠岐諸島に産する後期中新世以降の火成岩類は、活動時期によらず、その大部分がアルカリ岩系列に属しており、Le Maitre (1989)の岩型分類図上では、ほぼペイサナイトー粗面玄武岩～玄武岩質粗面安山岩～粗面安山岩～粗面岩～流紋岩系列の領域に分布する。そのうち、K₂Oに富むものは、カリ粗面玄武岩～シヨシナイトーラタイトに分類される。

（鹿野和彦・湯浅真人）

地質時代		島 後 (山内ほか, 2009)			島 前 (千葉ほか, 2000)			本図幅海域	隠岐海峡 (玉木ほか, 1982)	松江地域 (鹿野ほか, 1994)			
		層 序	主な岩相	放射年代値	層 序	主な岩相	放射年代値						
第四紀	完新世	埋立地及び盛土			埋立地及び盛土			Q	Q1 (T2) **				
		崖錐、扇状地、谷底平野及び海浜堆積物	礫、砂及び泥		扇状地、谷底平野、海浜、海浜砂丘及び地すべり堆積物	礫、砂及び泥							
		中位段丘堆積物	礫、砂、泥及び火山灰		中位段丘堆積物	砂及び泥							
	更新世	後期	高位段丘堆積物	礫及び泥				Qv	Q2 (T2) **	Qv			
		中期	岬玄武岩など	玄武岩溶岩・火砕岩 (一部に礫を伴う)	全岩 K-Ar: 0.55 ~ 0.42Ma (Uto <i>et al.</i> , 1994; Kimura <i>et al.</i> , 2003)								
		前期	西郷玄武岩など	粗面玄武岩・玄武岩溶岩 (一部に火砕岩を伴う)	全岩 K-Ar: 0.85 ~ 0.63Ma (山井・広岡, 1966; Uto <i>et al.</i> , 1994; Kimura <i>et al.</i> , 2003)								
	第三紀	鮮新世	後期	池田玄武岩など	玄武岩、粗面玄武岩及びチフライト溶岩・貫入岩	全岩 K-Ar: 1.3Ma (鹿野・中野, 1985; Suzuki and Adachi, 1994)		N ₃	P (T1) **	Pv			
			前期	崎山岬玄武岩など	粗面玄武岩及び玄武岩溶岩・凝灰岩 (一部に礫を伴う)	全岩 K-Ar: 2.8 ~ 2.3Ma (Uto <i>et al.</i> , 1994; Yamashita and Yanagi, 1994; Kimura <i>et al.</i> , 2003)	宇受賀玄武岩				苦鉄質粗面玄武岩凝灰岩、アルカリかんらん石玄武岩、アグルチネート、同溶岩	全岩 K-Ar: 2.8 ± 0.1Ma (千葉ほか, 2000)	
			前期	大久北玄武岩など	玄武岩及び粗面玄武岩溶岩・貫入岩	全岩 K-Ar: 3.7 ~ 3.3Ma (Kaneoka <i>et al.</i> , 1977)							
		中新世	後期	大塚山玄武岩など	玄武岩及び粗面玄武岩溶岩・貫入岩	全岩 K-Ar: 4.7 ~ 4.1Ma (藤巻ほか, 1988; Uto <i>et al.</i> , 1994; 山内ほか, 2005)			N ₁₂				
前期			向ヶ丘層	礫、粘土、火山灰、含礫泥、泥混じり礫及び玄武岩溶岩		知々井岬層	砂岩及び礫岩						
後期			重栖層	流紋岩・粗面岩溶岩など (粗面岩溶岩シルなどを作伴)	全岩 K-Ar: 5.7 ~ 5.1Ma (Kaneoka <i>et al.</i> , 1977; 藤巻ほか, 1988; Uto <i>et al.</i> , 1994; Kimura <i>et al.</i> , 2003) Rb-Sr: 6.8 ± 0.2Ma (若田ほか, 1988)	サニディン K-Ar: 5.45 ± 0.17Ma (若田ほか, 2008) ジルコン FT: 5.0 ± 0.2Ma (Kojima <i>et al.</i> , 2001)	島前火山 焼火山火砕丘	粗面岩溶岩凝灰岩～凝灰角礫岩、粗面岩凝灰角礫岩～角礫岩など				全岩 K-Ar: 5.4 ± 0.3Ma (金子・千葉, 1998)	
			都万層	砂岩、凝灰質砂岩及び凝灰岩	6.6Ma (木村・辻, 1992)	島前火山 外輪山	粗面玄武岩～粗面岩溶岩・火砕岩	軽石混じり凝灰質砂岩、泥岩、シルト岩及び礫岩				全岩 K-Ar: 6.3 ~ 5.3Ma (和田ほか, 1990; Morris <i>et al.</i> , 1990; 千葉ほか, 2000) 黒雲母 K-Ar: 5.4 ± 0.3Ma (千葉ほか, 1998)	
中期			久見層	黒色泥岩及び凝灰質泥岩 (上部) (珪藻土及び酸性火砕岩を伴う) 砂岩互層 (下部)		島津島層		黒雲母 K-Ar: 7.4 ± 0.1Ma (金子・千葉, 1998) 全岩 K-Ar: 7.0 ~ 6.2Ma (Morris <i>et al.</i> , 1990; 千葉ほか, 2000)				M1 (Hm1, Hm2, Okの一部) **	Mv
前期			郡層	玄武岩溶岩、酸性火砕岩凝灰質砂岩、礫岩、礫岩砂岩互層及び泥岩凝灰岩互層	全岩 K-Ar: 19.2 ~ 18.0Ma (Uto, 1989; Uto <i>et al.</i> , 1994; 澤田ほか, 2008a) ジルコン FT: 21.9 ~ 13.7Ma (山崎・藤原, 1988; 木村・辻, 1992; 吉谷ほか, 1995; 山本・大平, 1999)	美田層	珪長質凝灰岩、凝灰質砂岩、シルト岩、泥岩、頁岩、礫岩、安山岩火山礫岩～凝灰岩						
漸新世			時張山層	流紋岩～安山岩溶岩・火砕岩 (砕屑岩類と玄武岩～安山岩質玄武岩溶岩を伴う)	ジルコン FT: 26.0 ~ 18.1Ma (鹿野・中野, 1985; 山本・大平, 1999; Kojima <i>et al.</i> , 2001)							音響基盤	
始新世	島後南谷花崗岩	細粒花崗岩及び文象花崗岩	カリ長石 K-Ar 年代: 19.7 ± 0.6Ma (田結庄ほか, 1991) ジルコン FT: 33.3 ~ 42.4Ma (大平・筒井, 2000)										
古第三紀	暁新世												
三疊紀-ジュラ紀	隠岐変成岩類	主にミグマタイト質片麻岩からなり、泥岩片麻岩、片麻状花崗岩、角閃岩を伴う											

第2図 隠岐諸島の地質総括表

4. 隠岐諸島の地質

4.1 概要

島後を構成する地層・岩体は、隠岐変成岩類、島後南谷花崗岩、時張山層、郡層、久見層、都万層、重栖層・葛尾層、向ヶ丘層、鮮新世玄武岩類、更新世玄武岩類、高位・中位段丘堆積物、完新統に区分できる (山内ほか, 2009)。これらのうち最も古いのは、隠岐変成岩類である。原岩の年代はおそらく三疊紀で、三疊紀～ジュラ紀に変成したと考えられている。次いで古いのは、暁新世～始新世の島後南谷花崗岩で、前期中新世～後期中新世の時張山層、郡層、久見層、都万層がこれに続く。重栖層・葛尾層はこれらを不整合に覆い陸上に噴出した火山岩を主体としており、おそらく島全体をほとんど覆う成層火山をなしていたと考えられる。向ヶ丘層は鮮新世の堆積物で、陸上に噴出した鮮新世～更新世玄武岩質岩がこれに重なる。鮮新世～更新世玄武岩質岩のうち、大塚山玄武岩、大久北玄武岩、崎山岬玄武岩などはほぼ鮮新世に、西郷玄武岩、岬玄武岩、池田玄武岩などは更新世に噴出している。

一方、島前を構成する地層・岩体は、美田層、大津層、市部層、大山石英閃長岩、島津島層、島前火山、知々井岬層、宇受賀玄武岩、中位段丘堆積物、完新統に区分できる (千葉ほか, 2000)。これらのうち、宇受賀玄武岩は、放射年代と構成岩石の類似性から崎山岬

玄武岩に対比できる。また、その直下にある知々井岬層は、層序学的に近い向ヶ丘層に対比できる。その直下にある島前火山は年代が近く構成岩相が似ている重栖層・葛尾層に対比できる。島前火山は粗面玄武岩溶岩・火砕岩を主体とする外輪山と、カルデラ中央に位置し粗面岩火砕岩を主体とする焼火山火砕丘とからなり、外輪山溶岩は島津島層の海成堆積物を間に挟む。島前火山を構成する火山岩の大部分は陸上に噴出しているが、水際に噴出または定置したものが局所的に分布する。大山石英閃長岩は、後期中新世後半に固結した深成岩体で、焼火山火砕丘の周囲に露出する美田層、大津層、市部層を貫いて熱変成を与え、美田層、大津層、市部層とともに焼火山火砕丘の基盤をなしている。市部層はタービダイト砂岩を主体とし、前期中新世の塩原動物群に帰属する海生貝化石を多産することから、島後の都万層に対比される。大津層は黒色泥岩からなり、その時代については決め手がない。しかし、有孔虫印象化石を産出すること、市部層の直下にある美田層の直上にあることから、島根半島の成相寺層に対比され、島後の久見層よりもやや古い地層と考えられる。美田層は淡水生貝化石や植物化石を産出する砂礫岩主体の地層で、岩相がよく似ている郡層に対比できる。

以下では、特に断らない限り、千葉ほか (2000) と山内ほか (2009) に基づいて隠岐諸島の地質を記述する。

4.2 隠岐変成岩類

隠岐変成岩類は、主にミグマタイト質片麻岩からなり、泥質片麻岩、片麻状花崗岩、角閃岩などを伴う。島後の北東部、葛尾山や大満寺山など、後期中新世以降の火山岩がなす山地の中腹斜面から山麓にかけて分布する。片麻状構造は葛尾山を取り囲むかのようにその外側に傾斜しており、変成岩体全体がドーム型の構造をなしていることがうかがえる。角閃岩中に斜方輝石と単斜輝石の共存が認められることから、隠岐変成岩の変成度は最も高いところで角閃岩相に達している (Hoshino, 1979a; 星野, 1981)。変成年代については議論があるが、モナズ石の CHIME 年代に基づけば、およそ 250 Ma である (Suzuki and Adachi, 1994)。この変成年代は飛騨変成岩とほぼ同じで、太田 (1963) によれば、隠岐変成岩、飛騨変成岩の両者ともに角閃岩相に相当する広域変成作用の後、マイロナイト化作用を受けている。

4.3 島後南谷花崗岩

島後南谷花崗岩は、細粒花崗岩及び文象花崗岩の岩脈あるいは岩株をなして隠岐変成岩類に貫入し、葛尾層流紋岩の貫入を受けている。大平・筒井 (2000) によれば、ジルコン FT (フィッション・トラック) 年代値は 53~42 Ma であるがトラックが短くなっていることから、実際の年代はこれよりやや古い。

4.4 時張山層

時張山層は、主に流紋岩~安山岩溶岩・火砕岩からなり、砕屑岩類と玄武岩~玄武岩質安山岩溶岩を伴う。島後の隠岐変成岩類を取り巻いて不整合に覆い、一部ではこれにオンラップしている。

時張山層の下部では流紋岩火砕岩が卓越し、その一部は溶結している。上部では安山岩溶岩が優勢で、ドームをなして点在しており、水冷自破砕している。時張山層の最上部を占める安山岩火砕岩は、よく成層しており、凝灰質砂岩を伴う。また、阿仁合型植物群に対比される植物化石を産する (梅原, 1983)。時張山層の年代は、放射年代値から前期中新世もしくは漸新世にかかるとされているが、漸新世を示すジルコン FT 年代値は較正されていないので再検討を要する。

4.5 郡層及び美田層

郡層は島後の、美田層は島前の下部中新統で、互に対比可能である。

島後の郡層は、時張山層を不整合に覆って、隠岐変成岩類がなすドームの西側と南側に広く分布する。玄武岩溶岩、酸性火砕岩、凝灰質砂岩、礫岩、泥岩からなる。砂岩、礫岩の一部は河川堆積物で、側方で成層した細粒堆積物に移り変わる。細粒堆積物は、植物化石 (梅原, 1983)、淡水生貝化石及び淡水生魚類化石 (安野, 2000) などを産出し、その一部に静穏な環境で堆積したことを示唆する平行葉理が発達している。また、局所的ではあるが、有機物を構成する元素 (CHNS) 組成に基づいて海に堆積したと考えられている泥岩が郡層中部に挟んでいる。これらのことから、本層は、淡水~汽水性の、一部は海に開いた湖沼とそこに注ぐ河川や、その周辺の低地に堆積したと考えられる。Uto *et al.* (1994) と沢田ほか (2008a) は、那久と油井周辺の海岸に分布する本層の玄武岩について 19~18 Ma の全岩 K-Ar 年代値を報告している。また、山崎・雁沢 (1989)、木村・辻 (1992) 及び吉谷ほか (1995) は、本層の酸性火砕岩について、22~14 Ma のジルコン FT 年代値を報告している。

美田層は、安山岩火山礫岩・凝灰岩と凝灰質砂岩、シルト岩、頁岩及び酸性火砕岩からなる地層で、隠岐島前に露出する地層・岩体の中で最も古い。淡水生貝化石や台島型に対比される植物群が産出する (下間, 1928a; 千葉, 1975; 苗村・島田, 1984) ことから、島後の郡層や島根半島の古浦層 (富田・酒井, 1938; 山内ほか, 1980; 鹿野・吉田, 1985; 鹿野・中野, 1985b, 1986; 鹿野ほか, 1989) に対比されている (苗村・島田, 1984; 大久保, 1984)。郡層や古浦層の時代は放射年代などから前期中新世とされている。

4.6 大津層

大津層は、黒色泥岩からなり、保存の悪い有孔虫化石を産する。島前にのみ分布する。分布は局所的で、大津付近で市部層に不整合に覆われ、美田層の上位にあることが確認されており、また、構成岩石が海成の黒色泥岩であることを考慮すると、島根半島において古浦層に整合に重なる成相寺層 (鹿野・吉田, 1985; 鹿野・中野, 1985a, 1986; 鹿野ほか, 1989) に対比できる。成相寺層の時代は前期中新世後期~中期中新世前期と考えられている (鹿野・中野, 1985a, b; 鹿野ほか, 1991, 1994)。

4.7 久見層及び市部層

久見層は、島後にあって郡層を不整合に覆う海成層で、泥岩、シルト岩、砂岩及び酸性凝灰岩からなり、上部で珪藻岩に漸移する。隠岐変成岩の西側と南側の広い範囲に点在する。泥岩を主体とし、久見及びその周辺ではその下部を層さ 150 m の砂岩勝ち砂岩泥岩互層が占める。

久見層、特に下部からは貝化石のほか、*Miogyopsina*, *Operculina* などの大型有孔虫 (大久保・高安, 1980; 高安, 1979; 多井・加藤, 1980) が浮遊性有孔虫化石群集とともに産出する。この有孔虫化石は Blow (1969) の浮遊性有孔虫化石帯 N7~N9 に対比される (山内ほか, 2009)。また、貝化石群集は東印内動物群に対比される (高安, 1979; Okubo and Takayasu, 1979)。多産する珪藻化石 (横田, 1984; 谷村・斎藤, 1986; 下末, 1989; 山内ほか,

2009) は、Yanagisawa and Akiba (1998) の珪藻化石帯 NPD3A~NPD5D (16.9~9.2 Ma) に対比される。これらの化石が指示する久見層の地質時代は前期中新世後期~後期中新世前期である。

市部層は、灰色の細粒~中粒砂岩タービダイトを主体とする。島前の市部付近で美田層を不整合に覆い、海生貝化石を多産する (下間, 1928a; 千葉, 1975; 苗村・島田, 1984)。苗村・島田 (1984) は、産出する貝化石群集と岩相の類似性、そして岩相層序学的位置を勘案して本層を島後の都万層に対比したが、山内ほか (2000) は、市部層の貝化石群集を塩原型動物群とみなして久見層に対比し、その時代を中期中新世としている。

4.8 大山石英閃長岩

大山石英閃長岩は、細粒~中粒石英閃長岩ないし閃長斑岩からなる小規模な深成岩体で、島前の焼火山周辺にのみ分布する。美田層及び大津層を貫き、島前火山の焼火山火砕丘に不整合に覆われる。固結した時期は、全岩 K-Ar 年代 (Morris *et al.*, 1990, 1997; 千葉ほか, 2000) と母岩である美田層砂岩ホルンフェルス中の黒雲母 K-Ar 年代 (千葉ほか, 2000) から、およそ 7 Ma か、それより若干古いと考えられる。

4.9 都万層及び島津島層

都万層は、島後にあって、浅海成砂岩、凝灰質砂岩、凝灰岩、凝灰質泥岩などからなり、久見層を不整合に覆う。島の南西部の都万周辺に最も広く分布する。下部は中粒砂岩が卓越し、側方、上方に向かって細粒の砂岩、凝灰岩、泥岩に移化する。上部は凝灰質砂岩、酸性火砕岩の間に珪藻岩レンズを薄く挟む。都万層からは多数の海生貝化石が産出する。それらは塩原耶麻動物群に大桑万願寺動物群の要素を混じえている (角館, 1988) とされているが、大桑万願寺動物群の重要な要素である *Turritella saishuensis* の仲間が産出していないので基本的には塩原動物群と考えてよい (小笠原憲四郎, 私信)。本層上部の流紋岩火砕岩についてジルコン FT 年代値 6.6 Ma が報告されている (木村・辻, 1992)。

島津島層は、知夫里島南側の島津島と知夫里島南東沿岸の薄毛付近にわずかに露出する浅海堆積物である。凝灰質砂岩、礫岩、シルト岩からなる。砂岩には多数の *Ophiomorpha* 様生痕が認められる。島前火山外輪山下部の粗面玄武岩~玄武岩質粗面安山岩溶岩に覆われ、粗面玄武岩~玄武岩質粗面安山岩と粗面岩の岩脈に貫かれている。礫岩砂岩中には新鮮な黒雲母粗面岩軽石が認められるが、これは外輪山下部の粗面玄武岩~玄武岩質粗面安山岩溶岩に挟在する粗面岩火砕岩に由来する可能性が高い。軽石の黒雲母 K-Ar 年代は 5.4 ± 0.3 Ma (千葉ほか, 2000) で、焼火山火砕丘の年代と一致するが、誤差を考慮すれば、外輪山下部の年代とも重なる。

山内ほか (1999) は、中ノ島の宇受賀におけるボーリングで、外輪山下部を構成する一連の粗面玄武岩~玄武岩質粗面安山岩溶岩・火砕岩の直下に固結度の低い砂岩を認め、これを海土層と名付けて岩相層序の類似性から島後の都万層に対比している。しかし、この砂岩は、これに重なる粗面玄武岩~玄武岩質粗面安山岩溶岩とアルカリ長石を含む珪質凝灰岩を挟んでおり (山内ほか, 1999)、したがって、外輪山形成期に堆積した可能性が高い。島後の都万層も重層火山岩の活動初期に堆積しており、また、島津島層に似た岩相と年代を示すことから、島津島層に対比できる。

4.10 島前火山

島前火山は、美田層、大津層、市部層、大山石英閃長岩などの上に噴出した粗面玄武岩~粗面岩を主体とする後期中新世後期のカルデラ火山で、外輪山下部・上部と中央火口丘からなる。

外輪山の下部は、主に粗面玄武岩~玄武岩質粗面安山岩の溶岩と、それら溶岩の間に挟まる同岩質の降火山灰堆積物またはスコリア堆積物からなり、上部は、主に粗面岩溶岩からなる。外輪山下部には、知夫里島西岸の海食崖に露出する赤壁のように、ところどころで高温酸化を受けて赤色化した粗面玄武岩~玄武岩質粗面安山岩のアグルチネートもしくはアグロメレートからなる火砕丘や、粗面岩軽石火山礫凝灰岩ないし凝灰岩からなるタフリングなどが挟まれている。これらの基底の直径は数 100 m 以下、比高も数 10 m 程度と小規模である。

外輪山上部を構成する粗面岩溶岩は、外輪山下部の削割された面を覆う。また、同質の岩株やシルがその中に貫入し、あるいは溶岩が噴出して局所的な高まりをなしている。中央火口丘をなす焼火山火砕丘は、粗面岩凝灰岩~火山角礫岩及び凝灰質礫岩、砂岩、泥岩からなる。火砕岩の多くは火砕流または火砕サージ堆積物で、ほかの岩石も重力流堆積物に似た堆積構造を示しており、少なからず溶結している。火砕サージ堆積物の中には溶結したものがある一方で、マグマ水蒸気爆発起源のものもある。火山角礫岩などを構成する角礫は、ほとんど粗面岩溶結凝灰岩または凝灰角礫岩で、ところによって大山石英閃長岩の角礫が認められることもある。火砕丘を構成するこれらの堆積物は、焼火山を中心にほぼ同心円状に 20°~90° 内側に傾いて分布し、その一方で、文覚窟から雄ヶ鼻、弁天鼻など、焼火山斜面との間の谷を挟んだ海側の峰では、焼火山を取り囲むように外側に 40°~80° 傾いている。焼火山を囲んで内側に傾いている部分は、火口縁の内側に堆積し、外側に傾いている部分は、火口縁を越えて流出し、堆積した部分と考えられる。

美田から浦郷に至る海岸に沿っては、火山角礫岩が分布する。この火山角礫岩は、粗面玄武岩~玄武岩質粗面安山岩や黒雲母粗面岩の角礫からなり、さまざまな程度に破断された黒雲母粗面岩の径 1~数 m を超える巨大岩塊がその中に点在する。美田層と外輪山との境界の延長上にあるこの火山角礫岩はカルデラが形成されたときに外輪山の構成物

が崩壊して生じた可能性が高い。

島前火山には、岩脈が400本以上も認められる。岩脈を構成する岩石は、粗面玄武岩、玄武岩質粗面安山岩、粗面安山岩、粗面岩、流紋岩と多様であるが、その多くは粗面岩質で、焼火山火砕丘を中心として放射状に配列する。このことは、島前火山の噴出中心がカルデラ形成前から焼火山にあったことを示唆する。大山石英閃長岩が焼火山火砕丘直下にあるのも偶然ではなく、Morris *et al.* (1997) が述べているように、焼火山火砕丘の粗面岩と共通のマグマから形成されたものとすれば、島前火山の噴火が始まる100万年も前から焼火山の地下深くで、マグマが発生していたことになる。石英斑晶を伴うような本来の流紋岩は岩脈にのみ認められる。

島前火山については数多くの全岩K-Ar年代値がある。これによれば、外輪山の下部の年代は6.3～5.8 Ma、上部の年代は5.8～5.6 Ma、焼火山火砕丘の年代は5.4 Maと考えられる(千葉ほか、2000)。

4.11 重柵層及び葛尾層

重柵層及び葛尾層は、島後にあって島前火山と同じかやや遅れて噴出した火山岩主体の地層である。

重柵層は、主に流紋岩と粗面岩の溶岩からなり、同質火砕岩と、玄武岩質粗面岩(ショショナイト)もしくは粗面玄武岩及び粗面安山岩の溶岩を伴う。都万層最上部と一部同時異相の関係にあり、島後の西岸から南東岸にかけて弧状の山稜をなして分布する。

Uchimizu (1966) の隠岐粗面岩-流紋岩類、小林・沢田 (1998) の隠岐アルカリ火山岩類、アルカリ質火山岩類にほぼ相当する。

重柵層には、給源岩脈、スパッターなどが各地にあり、また溶岩がなす高まりが点在することから、これらの火山岩は多くの地点で噴出したと考えられている。重柵層の流紋岩、粗面岩、玄武岩質粗面岩(ショショナイト)について、全岩K-Ar年代値5.5～5.1 Ma (Uto *et al.*, 1994; Kimura *et al.*, 2003) が報告されている。

葛尾層は、葛尾山周辺において隠岐変成岩の上に成長した直径5 km前後、基盤からの高さ300～500 mの火山体で、主に流紋岩火砕岩からなり、同質の溶岩を伴う。この火山体は、東側、西側、南側で一部に基底礫岩を介し、アバットまたは断層関係で隠岐変成岩や島後南谷花崗岩に接する。内部には同質の流紋岩または粗面岩の岩脈が多数貫入しており、葛尾山南東側の沢では、流紋岩の破片と流紋岩に充てんされた幅400 m、長さ1,500 m前後の割れ目火道が確認されている(沢田ほか、1999b)。Uchimizu (1966) の葛尾石英流紋岩類、沢田ほか (1999b) の葛尾火山岩類に相当する。火道角礫岩中の粗面岩岩片のサニディン斑晶K-Ar年代はおおよそ5.4 Maである(沢田ほか、2008b)。

重柵層、葛尾層を構成する火山岩と同質の火山岩は、重柵層、葛尾層あるいは下位層の中にも多数貫入している。中でも、八尾川西岸のシート状粗面岩と鷲ヶ峯西方の岩株状流紋岩は規模が大きい。

4.12 向ヶ丘層及び知々井岬層

向ヶ丘層は、礫、粘土などからなり、玄武岩溶岩を数層準に伴う。厚さは90 m以下で、重柵層や部層がなす山体の麓に分布し、前期鮮新世の大峯山玄武岩に覆われる。本層下部の有機質に富む粘土層は、CHNS分析から汽水域に堆積したことが示唆される(山内ほか、2005)。

知々井岬層は、中ノ島の知々井岬南岸の中ほど、金床岩に面した海食崖にわずかに分布する半固結の砂岩と礫岩からなる。断崖にのみ露出しており、粗面岩溶岩をチャンネル状に削って覆う。径数10 cm以下のさまざまな大きさの円礫ないし角礫からなる礫層と、小礫もしくはそれ以下の碎屑粒子からなる砂礫層とが、連続性の悪い平行ないし低角の斜交層理をなして重なり合う。分布が局所的で、周囲のほぼ同じ標高のところにも存在しないことから、海に面した谷を埋めた堆積物ではないかと推測される。時代については不明であるが、ある程度固結しているように見えることと、基底面高度が20 m近くあること、直下の粗面岩との間にテフラを挟んでいないように見えることから、後期鮮新世の宇受賀玄武岩よりは古い堆積物と考えられる。

4.13 鮮新世～更新世玄武岩類

鮮新世～更新世玄武岩類は島後全域に点在している。それらは、4.7～4.1 Ma、3.6～3.3 Ma、2.8～2.3 Ma、1.3 Ma前後、0.8～0.4 Maに断続的に噴出している。

大峯山玄武岩など、4.7～4.1 Maの玄武岩類は島後の北部から東部にかけて、大峯山、大満寺山などに分布する。その代表例である大峯山玄武岩は、斑状のかんらん石玄武岩溶岩からなり、粗面玄武岩溶岩、礫、砂、酸性火山灰などを挟む。溶岩は径数cmの超苦鉄質・苦鉄質捕獲岩を包有する。

大久北玄武岩など、3.6～3.3 Maの玄武岩類は、島後東部、大久の北と黒島にわずかながら分布する。大久北部の大久北玄武岩は、かんらん石玄武岩・粗面玄武岩溶岩からなり、かんらん石玄武岩岩頭・シルを伴う。黒島は粗面玄武岩溶岩からなる。この溶岩は、超苦鉄質・苦鉄質岩や変成岩の捕獲岩と単斜輝石巨晶を多数包有する。

崎山岬玄武岩など、2.8～2.3 Maの玄武岩類は、玄武岩・粗面玄武岩溶岩からなり、礫を伴う。島後北縁の白島崎や、北東部の元屋、崎山岬などに分布する。崎山岬に露出する代表的な岩相(崎山岬玄武岩)は、かんらん岩やスピネルレゾライトの捕獲岩、輝石、石英などの捕獲結晶を包有する。

池田玄武岩など、1.3 Ma前後の玄武岩類は、玄武岩、粗面玄武岩及びテフライトの溶

岩・貫入岩からなる。池田付近の岩相で代表されるこの玄武岩は、従来、西郷玄武岩に一括されていたが、模式的西郷玄武岩に不整合に覆われることから、山内ほか(2006)が、これを池田玄武岩と名付け区別した。

西郷玄武岩、岬玄武岩など、0.8～0.4 Maの玄武岩類は、西郷港付近に分布するかんらん石単斜輝石粗面玄武岩溶岩(西郷玄武岩)で代表される。西郷港周辺のほか、布施、岬町、卯敷などに分布する。

西郷玄武岩は、池田玄武岩を不整合に覆い、段丘堆積物に不整合に覆われる。布施港周辺に分布する玄武岩・粗面玄武岩溶岩は、西郷玄武岩とほぼ同じく、おおよそ0.8 Maの全岩K-Ar年代値を示す。大満寺山南側に分布するスコリア丘と玄武岩溶岩については年代が不明であるが、化学組成は西郷玄武岩に似ていることから西郷玄武岩に対比されている。

岬玄武岩は、玄武岩溶岩・火砕岩からなる。西郷湾南岸の岬町から今津に至る地域には、岬玄武岩を構成するかんらん石玄武岩アア溶岩が溶岩台地を形成して広く分布する。その直上には同質のスコリア丘が3ヶ所に点在し、白崎の海食崖には玄武岩タフリングが露出している。溶岩の全岩K-Ar年代値はおおよそ0.6 Maで(Uto *et al.*, 1994)、西郷玄武岩より若いので、西郷玄武岩とは異なる岩体(岬玄武岩)をなしていたと考えられる。卯敷周辺に分布し、岬玄武岩とほぼ同じ放射年代値が報告されている玄武岩(卯敷玄武岩)は、卯敷の南から北へ向かって流下し、布施付近の海岸で一部が枕状溶岩あるいは枕状角礫岩となっている(山内ほか、2005)。

島前で確認できる鮮新世～更新世玄武岩類は宇受賀玄武岩のみである。宇受賀玄武岩は、中ノ島の明屋海岸から宇受賀を経て諏訪湾に至る標高80～15 mの丘陵をなして分布する。その主体はアルカリかんらん石玄武岩溶岩で、その噴出源と思われる明屋海岸周辺には直径約1 kmのスコリア丘がある。スコリア丘を構成する岩石は溶岩と同岩質で、このスコリア丘から西側に向かって地形が緩やかに傾いている。宇受賀玄武岩を構成する溶岩の全岩K-Ar年代値は2.8±0.1 Maである(金子・千葉、1998)。

千葉(1975)や金子(1991)は、宇受賀玄武岩を島前火山の未分化な玄武岩とみなしていた。しかし、千葉ほか(2000)は、同溶岩の放射年代が2.8±0.1 Maと明らかに若いこと、島前火山に多数認められる岩脈に貫かれていないこと、そして、地形的にも島前火山とは異なる山体をなしていることから、これを島前火山とは別個の火山体として区別した。明屋海岸の東北東方4 kmの海上に顔をのぞかせている境礫は、新鮮な苦鉄質粗面玄武岩のガラス質岩片からなる石質火山礫凝灰岩火砕サージ堆積物で、東北東に伸長した低地を埋めて分布する宇受賀玄武岩の延長上にあり、かつ岩質が似ていることから、これも宇受賀玄武岩の一部として扱う。境礫は構成粒子の形態などからマグマ水蒸気爆発起源と考えられる。したがって、その噴出源は宇受賀玄武岩の本体噴出源とは異なる。宇受賀玄武岩の火山体としての構成は十分に解明されているとは言いが、境礫の火砕サージ堆積物と同源であるとすれば、東北東方向に開いた割れ目からマグマが局所的に噴出して単成火山列をなしていた可能性がある。

4.14 段丘堆積物

島後では、高位I～III段丘と中位段丘が確認されている。高位I～III段丘を構成する高位段丘堆積物は砂礫を主体とし、八尾川下流域と西郷湾西部の西田・今津間のみ分布する。中位段丘堆積物は礫、粘土及び火山灰層からなり、島後南岸の西郷湾から都万湾までの湾奥に認められるが分布が狭小なため地質図には示していない。

島前では、西ノ島の船越に古い砂丘ないし海浜堆積物と思われる砂層が、標高15 m程度の段丘面をなして分布している。面の高度からみて、この砂層は、おそらく下末吉海進時に形成された中位段丘堆積物と考えられる。

4.15 扇状地、谷底平野、海浜、海岸砂丘、地すべり及び崖錐堆積物

島後では、八尾川と重柵川の downstream から中流にかけて、比較的広い範囲に谷底平野堆積物が分布する。海浜堆積物は波浪の影響をあまり受けない湾奥や南部沿岸の一部に分布するが、最近の埋め立てや護岸工事によって消失したものも多い。

島前では、火山体の谷を埋めて分布する扇状地及び谷底平野堆積物、地すべり堆積物のほか、海岸付近に海岸砂丘、海浜堆積物が、ごくわずかに分布する。ただし、中ノ島の諏訪湾に面する低地は例外で、扇状地及び谷底平野堆積物が広く分布する。

西ノ島の美田付近にやや広く分布する扇状地及び谷底平野堆積物は、カルデラ壁と中央火口丘から北に続く山地との間の低地を埋めている。西ノ島の船越の海岸砂丘堆積物は、外海と内海との間の狭い谷間に堆積した砂礫である。

知夫里島の立ヶ崎では山腹の馬蹄形の壁に囲まれた崩壊地からその先の海岸にかけて地すべり堆積物が分布している。

4.16 埋立地及び盛土

島後では、ほとんどの港において埋め立てが行われている。西郷湾と重柵湾での埋め立ては顕著である。平坦地を造成するための盛土や谷の埋め立てもみかんで、読図の妨げとなるため地質図には示していないが、隠岐空港の滑走路は大規模な盛土で構築されている。

島前でも平坦な土地が少ないため、西ノ島の別府や浦郷など、入り江を埋めて港を整備しているところが多い。中ノ島の諏訪湾奥は、干拓して水田として利用されている。

4.17 地質構造

島後では、ドーム状に変形して島の北東部に露出する隠岐変成岩類を取り巻いて中新世の火山岩・堆積岩が南西に向かって順次重なる。後期中新世後半に噴出した流紋岩や粗面岩などは隠岐変成岩類がなすドームの頂部を直接覆い、あるいは、海岸沿いにドームを囲むかのように弧状の山稜をなして広い範囲に分布する。また、鮮新世以降の玄武岩質火山岩がドームとその周辺に点在する。後期中新世以降の火山岩は隠岐変成岩類とこれに重なる中新統とがなすドームに不調和に分布しており、したがって、このドームは後期中新世に始まる火山活動に先駆けて形成されたと考えられる。

島前がカルデラ火山であることについてはすでに述べた。このカルデラが形成された時期は、外輪山と中央火口丘である焼火山の年代から、5.5 Ma前後と考えられる。焼火山は、島前火山の基盤岩の上に形成されており、カルデラ形成後にドーム状に基盤が隆起したことを示唆する。また、焼火山の火口は7 Ma頃に貫入固結した大石石英閃長岩と重なる位置に開いていることから、後期中新世の後半から、焼火山付近にマグマが上昇してきたことがうかがえる。島前は、海底から盛り上がったドーム状の地形をなす。重力異常から読み取れるように、この地形は、島後の場合と同様、マントルダイアピルの上昇とそれに引き続く火山活動に関連して形成された可能性が高い。

4.18 活断層、リニアメント及び地震活動

活断層研究会(1996)は、島後に活断層の疑いのあるリニアメントを認め、これを大津久断層と名付けて記載している。大津久断層は確定度Ⅲ、活動度C、長さ1.5 km、走向NE、山地斜面の高度不連続線(リニアメント)で北西側地塊の隆起による変位(活断層研究会, 1996)とされている。しかし、高度不連続とされたものは、直線的に伸びる玄武岩質粗面岩(シヨシヨナイト)溶岩の南東縁と、その延長上の沢や鞍部であり、断層であるとの証拠はない。隠岐諸島と周辺海域で発生した被害地震の記録はない。

(鹿野和彦)

5. 竹島の地質

竹島は、200万分の1日本地質図(地質調査所, 1956)において、第四紀火山岩とされ、その後、地質調査所から出版された100万分の1日本地質図第2版(広川ほか, 1978)において、第四紀の粗面岩及びアルカリ流紋岩として記載されている。後者の記載は愛知学芸大学・酒井栄吾(以下敬称略)が地質調査所に寄贈した標本(黒雲母普通輝石粗面岩:登録番号R24529, 1983年登録)に基づく。寄贈時に寄せられた酒井栄吾の覚え書きから、この標本は1931年に齋藤 茂(所属不明)から寄贈されたことが読み取れ、現存する最も古い試料である。その後、竹島東方の同一海上上の明洋堆からは、粗面安山岩、粗面岩、玄武岩などが、また、同じく竹島東方のもう1つの海山、俊鷹堆からは粗面安山岩、粗面岩がドレージされている(岩淵, 1968)。したがって、この2つの海山はアルカリ系列の火山岩を主体とする火山と考えることができる。

Sohn(1995)によれば、竹島の基部には角閃石黒雲母斜方輝石粗面岩の水冷自破砕溶岩があり、これを削って淘汰不良で無層理の、もしくは逆級化した角礫岩～凝灰角礫岩、層状火山礫凝灰岩・凝灰岩、粗面安山岩ブロック溶岩、角礫岩と凝灰岩薄層との互層、粗面岩溶岩が順に重なり、粗面岩の岩株と岩脈がこれらを貫く。地質図から読み取れるおおよその厚さは、それぞれ10 m以上、100 m以下、50 m以下、100 m以上、20 m以下、45 m以下である。角礫岩～凝灰角礫岩は、ガラス質～微晶質の玄武岩または粗面岩の破片からなり、厚さ3～4 m以下の層をなして累重する。また、それらは、比較的細粒と同様の火山岩片からなり、平行もしくは斜交ラミナの発達したレンズを薄く挟む。この礫岩～凝灰角礫岩は、上部で急激に細粒化して層状火山礫凝灰岩・凝灰岩に漸移する。粗面安山岩ブロック溶岩上位の角礫岩と凝灰岩薄層との互層は玄武岩、安山岩、粗面岩の緻密な岩片と玄武岩もしくは安山岩のスコリアからなり、スコリアの一部は塑性変形して層理面に平行に潰れている。最上位の粗面岩溶岩は層状で流動角礫岩は伴っていない。粗面安山岩ブロック溶岩と粗面岩溶岩、粗面岩岩株の全岩K-Ar年代値は、それぞれ2.7±0.1 Ma、2.7±0.1 Ma、2.5±0.1 Maである。また、角礫岩～凝灰角礫岩の異質礫である玄武岩の全岩K-Ar年代は4.6±0.4 Maである。Lee *et al.*(2002)の測定結果ではそれぞれ2.3 Ma、2.4 Ma、2.1～2.2 Maとなっているが、黒雲母K-Ar年代値は、粗面安山岩ブロック溶岩については2.38±0.15 Ma、粗面岩溶岩については2.53±0.14 Ma、2.65±0.16 Maとなっており、上記のSohn(1995)が報告した全岩K-Ar年代値と調和的である。

Sohn(1995)は、竹島の火砕物の噴出源がその北東方にあった可能性を指摘している。また、Chun *et al.*(2002)は、音波探査記録に基づいて竹島を外輪山の一部とする直径2 km前後のカルデラが竹島の北東側にあるとしている。

竹島の粗面玄武岩・粗面岩の年代はちょうど、島前の宇受賀玄武岩(粗面玄武岩・アルカリ玄武岩)や、島後の崎山岬玄武岩(粗面玄武岩・玄武岩)などの年代に重なる。角礫岩～凝灰角礫岩の異質礫である玄武岩の年代は島後の大峰玄武岩(玄武岩)の年代と重なる。竹島付近を頂部とする海山と俊鷹堆を頂部とする海山は、隠岐諸島の島後や島前と同様、間欠的に200万年、あるいはそれ以上の時間をかけて成長した可能性が考えられる。

(鹿野和彦)

6. 海域の地質

本地質図幅内の海域は隠岐海脚の主部を占める。その表層はほとんど第四紀堆積物で

あるが、音波探査記録は、構造的に整合で識別できる鮮新世～中新世の地層、そして火山岩などの音響的不透明岩体が広い範囲に分布していることを示す(本座ほか, 1979; 田中, 1979; 玉木ほか, 1981; 田中・小草, 1982; 玉木ほか, 1982; 海上保安庁, 2004)。

本地質図幅内の海域の地質図では、玉木ほか(1982)の地層区分を若干修正して、堆積層をN₁₂、N₃、Qに、火山岩体(音響基盤)をNav、Qvに区分した。N₁₂層は褶曲しており、N₃層はN₁₂層にオンラップし、Q層は緩やかに波曲しているN₃層にオンラップしている。玉木ほか(1982)ではQ層を半固結のQ₂と、未固結堆積物のQ₁とに分けているが、音波探査記録で必ずしも明確に区別できるわけではない。特に、海脚斜面では地すべりに伴って反射面が乱れ、両者を識別することは困難であるため、本図幅では一括しQ層として示した。Nav、QvはそれぞれN₃層、Q層の中にあって音響不透明の岩体であり、鮮新世及び第四紀に噴出、または貫入した火山岩と考えられる。このほか、N₃の下位には分解能が悪い“音響的基盤”が音波探査記録で認められる。これには、記録の特徴・対比からN₁₂層のブロック化した高まりと考えられるもの(隠岐海峡東方)と、最上位にN₁₂層が存在し、さらに下位の岩体を含むもの(隠岐諸島西方から北西方向に延びる隠岐海脚海域)とがある。地質図にはこれら“音響的基盤”までの往復走時1秒の等走時線を示した。

近接する島根半島の層序や構造形成時期(例えば、鹿野ほか, 1994)との対応関係に基づけば、N₁₂層は島根半島の古浦層と成相寺層(以上前期中新世)、牛切層、高洪山層(古江層及び松江層(以上中期中新世)、N₃層は和久羅山安山岩(後期中新世～前期鮮新世)にほぼ対比できる。しかし、島根半島や隠岐諸島では後期鮮新世以降の堆積層がほとんど露出していないため、Qについては陸上との対比はできない。Nav、Qvは、隠岐諸島周辺に分布しているもので、これらを隠岐諸島の鮮新世～更新世火山岩と関連した火山活動の産物と考えれば、Navは後期中新世～鮮新世に、Qvは更新世に対比可能である。竹島とその海底部分、そして、その東方の俊鷹堆も火山岩で構成されている(本座ほか, 1979)、それらの形成時期は不明であるが、すでに述べたとおり、竹島を構成する火山岩の年代は後期鮮新世であり、ここでは、それよりもやや遡る後期中新世から鮮新世にかけて形成されたと考えた。

N₁₂層からN₃層にかけて認められる褶曲は島根半島とほぼ平行に東北東～西南西方向に延びている。波長は数km～30 kmで、これらとほぼ平行に、あるいはやや斜交して断層が断続的に走る。断層面はいずれも急傾斜しているため、断層のセンスはわからないことが多いが、玉木ほか(1982)によれば、N₃層またはQ層まで変位させている正断層が多い。本地質図幅地域南側の島根半島を東西に走る穴道断層は落差が500 mを超える逆断層で(鹿野・吉田, 1985; 鹿野・中野, 1985a, 1986; 鹿野ほか, 1989, 1991, 1994)、鳥取沖まで延びる(田中, 1979, 田中・小草, 1982)。その主たる活動時期は中期中新世から後期中新世である(田中, 1979; 田中・小草, 1982, 鹿野・吉田, 1985)。しかし、本地質図幅の海域でN₁₂層に限って変位させている逆断層は確認されていない。なお、玉木ほか(1982)はN₁₂層をM₁と、これに局所的に不整合に重なるM₂とに二分している。M₁は島根半島の古浦層と成相寺層に、M₂は牛切層と高洪山層、古江層及び松江層にほぼ対応すると考えられ、島根半島南側の穴道湖南岸では、古浦層と成相寺層に対応する地層群を牛切層に対応する地層とそれより上位の地層群が不整合に重なっている。しかし、音波探査記録の解像度が低いため、本地質図幅では広い範囲でM₁とM₂を識別することができないと判断して、両者を一括して示した。

(湯浅真人)

7. 重力異常

本地域の重力異常(ブーゲー異常)の編集には、陸域は西南日本重力図(西南日本重力研究グループ, 2001)による島根大学のデータ、海域は地質調査所の白嶺丸による調査(航海名:GH86-2, GH86-4)と海上保安庁海洋情報部(2004)による船上重力データ(航海名:HM03SD)を各々用いた。

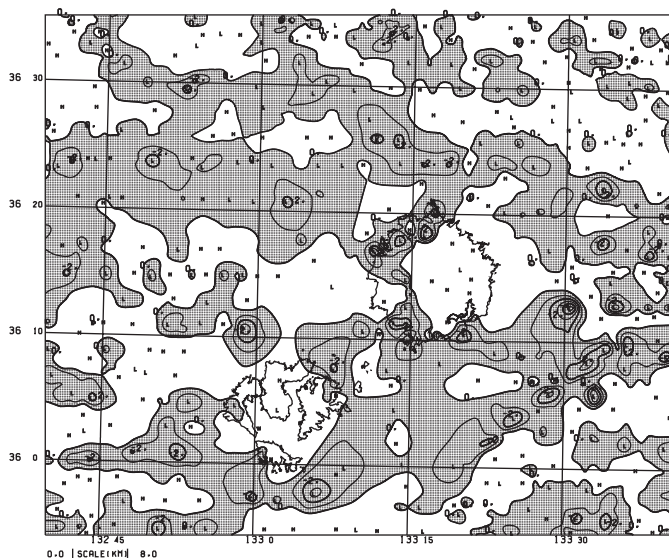
島前では、密度を火山としては大きめの2.5 g/cm³程度に仮定してブーゲー異常を求めると、海岸から内輪山に向かって重力の勾配が急で、外輪山の内側で緩やかになる。第3図の残差重力図には焼火山を中心とした地域に周囲より1 mgal程度低い異常が明瞭に現れる。つまり、島前火山の下には、花崗岩に近い密度の高い岩石が、焼火山付近を頂点としたドームをなしていると予想される。低残差重力域は焼火山火砕丘の火口縁の内側にほぼ一致しており、その中を層厚は大きくないが周囲よりも軽い物質(粗面岩など比較的シリカの多い火山岩)が埋めていることを示唆している。当然、仮定密度をさらに大きくすれば上記の特徴が際立ってくるが、表層密度を表すわけでなく、単に地形と逆相関を示していると考えるのが妥当である。

島後の残差重力も同様で、島後東部において隠岐変成岩類に葛尾層が重なる山体に向かって高くなり、その中心に当たるところに、島前の場合と同程度の大きさや広がりをもった低異常が認められる。島後については、Takahashi(1978)が、捕獲岩の岩石学などからなるダイアピル状の岩体が存在すると推定している。この推定は局所的に地下数kmまで高密度の貫入岩が伸びていれば重力異常と調和的であり、島前の重力異常も、隠岐島後と同様のダイアピルが直下に存在すると仮定することによって説明できよう。

広域のブーゲー異常(仮定密度:2.67 g/cm³)の値は、隠岐海脚西側の対馬海盆で100 mgalを超えるところがある(Komazawa *et al.*, 2001)。対馬海盆の地殻は弾性波速度構造から海洋性と考えられている(Tamaki, 1988; Kim *et al.*, 2003)。また、対馬海盆ほどではないが、大和海盆と隠岐舟状海盆もブーゲー異常の値は高い。Tamaki(1988)は、これを

日本海拡大に伴う大陸地殻の薄化を反映していると解釈している。一方、それぞれの海盆から隠岐海脚に向かうにつれて値は小さくなり、おおむね0~40 mgalとなる。この値は日本列島と同程度である。しかし、隠岐島前と島後は、それぞれ80 mgalを超えており、その直下に高い密度の岩石が局所的に存在することが指摘される。

(駒澤正夫)



第3図 残差重力

1 kmの上方接続をトレンドとして除去。負値には、影を付けて表示。コンター間隔は、1 mgal(ミリガル)。

8. 応用地質

8.1 温泉

島後の東郷にMg・Ca・Na-重炭酸硫酸塩泉があるが、現在は使用されていない。南方の隠岐温泉は、ボーリングによる2つの泉源をもつ。第1泉源は含鉄(II)ナトリウム-塩化物-硫酸塩泉、第2泉源は含鉄・二酸化炭素-Na-炭酸水素塩・塩化物泉である。島前中ノ島、海士町東地区には、飲料水の確保を目的に掘削されたボーリングで、Na・Ca-塩化物泉が湧出している。

8.2 珪藻土

島後の岬町西側、加茂、箕浦や島の中央部の山田などで久見層中に挟在する海成珪藻土が、耐火レンガ、保温剤の原材料あるいは過剰剤用として採掘されてきた(田中・三浦, 1962; 田中ほか, 1963; 大西, 1964, 1965)。現在は、加茂から箕浦に至る地域の一部で、ごく小規模に露天掘りされているにすぎない。

8.3 黒曜石

島後の加茂、飯田、久見、福浦から産出する黒曜石は、石器時代には矢じりなど石器の材料として山陰地方から畿内、瀬戸内、さらには朝鮮半島や沿海州まで流通していたといわれている。縄文時代も山陰地方で石器の材料として利用されている。久見では、現在でも重層流紋岩中の黒曜岩自破砕岩をわずかながら手掘りして置物やペンダントなどの装飾品に加工している。規模が小さいので地質図に産地は示していない。

8.4 石材及び砕骨材

島後では、小路周辺に分布する郡層の細粒酸性凝灰岩は、均質で比較的軟らかく、加工しやすいため、古くから採掘され、石垣、灯籠、墓石などに利用されている。また、粗面岩や玄武岩、安山岩、片麻岩が砕骨材用に採掘されている。島前では石材として利用されているものではなく、中ノ島海士町で玄武岩を砕骨材用に採取していたが現況は不明である。

8.5 崖崩れ及び地すべり

島後では、人工密集地である西郷湾周辺と都万地区に集中して崖崩れが発生している。その地質的な理由として、前者は更新統の西郷玄武岩と高位段丘分布域に当たり、玄武岩の風化が著しく進行していることや段丘がキャップロックとなっていることが挙げられる。また後者には都万層砂岩の分布域に当たり、風化による砂岩の脆弱化が原因となっている。地すべりも多く、島後北部の大峯山周辺や横尾山南東麓、西部の油井や那久、都万、東部の犬来や大久では、火山岩などの基盤に重なる向ヶ丘層が火山灰質粘土や有機質粘土をすべり面として繰り返し発生している。島前でも、海士町保々見、菱浦、西ノ島町別府西側、知夫里島立ヶ崎などで地すべりが発生している。知夫里島立ヶ崎の

地すべりは、とくに大規模である。

(鹿野和彦)

Geology of the 1:200,000 Saigō Quadrangle

The 1:200,000 Saigō Quadrangle is located in the main part of the Oki Spur that sticks out from the continental shelf off the Shimane Peninsula and surrounding area of the San-in Province, SW Japan including the Oki Islands and the islands collectively called Take Shima. On the west side of the Oki Spur is the Tsushima Basin, and on the east side is the Oki Trough. Take Shima is located on the slope down to the Tsushima Basin from the Oki Spur.

Take Shima is part of a large seamount that has a basal diameter of 40 km, and is composed mainly of trachyte and trachyandesite lava flows and pyroclastic rocks of Late Pliocene age. The Oki Islands are also made up mainly of Late Miocene to Pleistocene alkali volcanic rocks. The Dōzen Island is a Late Miocene caldera volcano, and Late Miocene to Pleistocene volcanic products cover a large area of the Dōgo Island. Early to Middle Miocene non-marine to marine sediments and volcanic rocks are exposed in smaller areas of these islands, and are traced as an N₁₋₂ layer on acoustic profiles to the Shimane Peninsula. They are folded and faulted in an ENE-WSW direction, parallel to the coast of San-in Province. The basement of these rocks includes Triassic to Jurassic migmatitic gneiss and other gneissose rocks of the Oki Metamorphic Rocks, which are exposed on the Dōgo Island and are thought to constitute part of the acoustic basement.

The Oki Spur is mainly covered with Pleistocene to Holocene sediments (Q). Late Miocene to Pliocene sediments (N₃) and Early Miocene to Middle Miocene sediments and volcanic materials (N₁₋₂) are exposed around the Oki Islands and can be traced to the sea off the Shimane Peninsula. The Early Miocene to Middle Miocene sediments and volcanic materials (N₁₋₂) are folded and faulted, and the Late Miocene to Pliocene sediments (N₃) on-lap the deformed strata and thicken basin-ward in association with normal faults.

A gravity anomaly map that covers the western Japan Sea and surrounding areas suggests that a granitic crust underlies the Oki Spur and an oceanic crust underlies the adjacent Tsushima Basin but the crust type of the Oki Trough is unclear. Local high gravity anomalies correspond to the Dōzen Island and Dōgo Island of the Oki Islands, Take Shima and adjacent two seamounts, respectively. The high gravity anomalies likely represent shallow-seated high-density materials, from which the magmas of these volcanoes were sourced.

Keywords : Japan Sea, Oki Islands, Take Shima, Oki Spur, Shimane Peninsula, Oki Metamorphic Rocks, Cenozoic alkali rocks, Dōzen Volcano, geologic map, 1:200,000.

(裏面から続く)

関 信雄(1961)隠岐片麻岩地域の地質。地学島根。no.2, p.4-5.

柴いく子・青木謙一郎(1974)隠岐島後中村のアルカリ玄武岩中の超苦鉄質及び苦鉄質捕獲岩類の成因。岩鉱。vol.69, p.159.

Shibata, K. and Nozawa, T.(1966)K-Ar ages of Hida Metamorphic Rocks, Amo-Tsunokawa area and Oki area, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol.17, p.410-435.

島根県(1980)土地分類基本調査「西郷」(5万分の1)。島根県, 44p.

島根の地すべり編集委員会(1990)島根の地すべり。島根県, 200p.

島根県地質図編集委員会(1982)島根県地質図(20万分の1)。国土地図株式会社.

島根県地質図編集委員会(1997)新編島根県地質図(20万分の1)。内外地図株式会社.

島根県地質図説明書編集委員会(1985)島根県の地質。島根県, 646p.

島野安雄・永井 茂(1995)日本水紀行(8)中国地方の名水。地質ニュース, no.485, p.11-23.

下間忠夫(1928a)隠岐島前群島におけるアルカリ粗面岩岩脈に就きて(一)。地球, vol.9, p.351-357.

下間忠夫(1928b)隠岐島前群島におけるアルカリ粗面岩岩脈に就きて(二)。地球, vol.9, p.433-439.

下間忠夫(1928c)隠岐島前群島におけるアルカリ粗面岩岩脈に就きて(三)。地球, vol.10, p.54-64.

下中宏二(2000)隠岐島後南西部の地質と岩石。島根大学卒業論文, 44p.

Sohn, Y.K.(1995)Geology of Tok Island: eruptive and depositional processes of a shoaling to emergent island volcano. *Bull. Volcanol.*, vol.56, p.660-674.

Suzuki, M.(1970)Fission track age and uranium contents of obsidians. *Jour. Anthropol. Soc. Nippon*, vol.78, p.50-58.

鈴木和博・足立 守(1993)隠岐島後の飛騨片麻岩のCHIME年代。日本地質学会第100年学術大会講演要旨, p.613.

Suzuki, K. and Adachi, M.(1994)Middle Precambrian detrital monazite and zircon from the Hida gneiss on Oki-Dogo Island, Japan: their origin and implication for the correlation of basement gneiss of Southwest Japan and Korea. *Tectonophysics*, vol.235, p.277-292.

多井義郎(1956)隠岐島後の中新世小型有孔虫化石群。地質学雑誌, vol.62, p.212-213.

多井義郎・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。日本地質学会第87年学術大会講演要旨, p.79.

田結庄良昭・市原優子(1991)隠岐島後の片麻岩・花崗岩の黒雲母にみられるアンモニウム含有量の特徴。地質学雑誌, vol.97, p.529-535.

田結庄良昭・柴田 賢・内海 茂(1991)島根県。隠岐島後の花崗岩類。地質学雑誌, vol.97, p.53-60.

高橋栄一(1975a)隠岐島後島に於けるスピネル-ルネソライト捕獲岩の発見。地質学雑誌, vol.81, p.81-83.

高橋栄一(1975b)捕獲岩から推定される隠岐島後の地下構造。日本地質学会第82年学術大会講演要旨, p.137.

Takahashi, E.(1978)Petrologic model of the crust and upper mantle of the Japanese island arcs. *Bull. Volcanol.*, vol.41, p.529-546.

高須 晃・Dallmeyer, R.D.(1995)隠岐片麻岩の⁴⁰Ar/³⁹Ar年代。日本地質学会第102年学術大会講演要旨, p.281.

高安克己(1979)隠岐・島後より東印内動物群の発見。日本地質学会第86年学術大会講演要旨, p.239.

玉木賢策・本座栄一・湯浅真人・西村清和・村上文敏・宮崎光旗・井上正文・井上英二・上嶋正人・小野寺公児(1981)日本海中部海域広域海底地質図 1:1,000,000。海洋地質図, no.15, 地質調査所, 地質図等4葉.

玉木賢策・湯浅真人・村上文敏(1982)隠岐海峡海底地質図(1:200,000)。海洋地質図, no.20, 地質調査所, 地質図等4葉.

Tamaki, K.(1988)Geological structure of the Japan Sea and its tectonic implications. *Bull. Geol. Surv. Japan*, p.329-365.

田中 隆(1979)北陸・山陰沖の堆積盆地の分布と性格。石油技術協会誌, vol.44, p.308-320.

田中 隆・小草欽治(1981)山陰沖における中期中新世以降の構造運動。地質学雑誌, vol.87, p.725-736.

田中 剛・星野光雄(1987)隠岐変成岩のSm-Nd年代とその地質学的意義。日本地質学会第94年学術大会講演要旨, p.492.

谷村好洋・齋藤靖二(1986)隠岐島後の中期中新世初期海成珪藻土。国立科学博物館専報, vol.19, p.43-54.

田山良一・沢田順弘・山内靖喜・河村敬寛・村上 久(2004)隠岐島後南東部の地質：特に後期新生代火山活動を中心にして。日本地質学会第111年学術大会講演要旨集, p.60.

Tiba, T.(1972)Titaniferous biotite and associated phenocrysts in dike rocks from Dozen, Oki Islands. *Jour. Japan. Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, vol.67, p.357-369.

千葉とき子(1975)隠岐島前の地質。国立科学博物館研究報告, C(地質学), vol.1, p.137-145.

Tiba, T.(1977)Metasomatic titan-biotites in quartz syenite porphyry from Dozen, Oki islands. *Bull. Natn. Sci. Mus., Tokyo*, Ser. C, vol.3, p.143-146.

Tiba, T.(1986)Alkalic volcanism at Oki-Dozen. *Mem. Natn. Sci. Mus., Tokyo*, no.19, p.19-27.

千葉とき子・金子信行・鹿野和彦(2000)浦部地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)。地質調査所, 74p.

富田 達(1927a)隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究(其一)。地質学雑誌, vol.34, p.321-338.

富田 達(1927b)隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究(其二)。地質学雑誌, vol.34, p.423-460.

富田 達(1928a)隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究(其三)。地質学雑誌, vol.35, p.463-491.

富田 達(1928b)隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究(其四)。地質学雑誌, vol.35, p.519-537.

富田 達(1928c)隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究(其五)。地質学雑誌, vol.35, p.571-600.

富田 達(1929a)隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究(其六)。地質学雑誌, vol.36, p.189-205.

富田 達(1929b)隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究(其七)。地質学雑誌, vol.36, p.303-337.

富田 達(1930a)隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究(其八)。地質学雑誌, vol.37, p.131-156.

富田 達(1930b)隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究(其九)。地質学雑誌, vol.37, p.521-546.

富田 達(1931a)隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究(其十)。地質学雑誌, vol.38, p.155-174.

富田 達(1931b)隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究(其十一)。地質学雑誌, vol.38, p.203-222.

富田 達(1931c)隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究(其十二)。地質学雑誌, vol.38, p.413-431.

富田 達(1931d)隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究(其十三)。地質学雑誌, vol.38, p.461-479.

富田 達(1931e)隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究(其十四)。地質学雑誌, vol.38, p.545-564.

富田 達(1931f)隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究(其十五)。地質学雑誌, vol.38, p.609-628.

富田 達(1932a)隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究(其十六)。地質学雑誌, vol.39, p.149-178.

富田 達(1932b)隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究(其十七)。地質学雑誌, vol.39, p.197-219.

富田 達(1932c)隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究(其十八)。地質学雑誌, vol.39, p.501-523.

富田 達(1932d)隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究(其十九)。地質学雑誌, vol.39, p.609-640.

富田 達(1932e)隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究(其二十)。地質学雑誌, vol.39, p.675-691.

Tomita, T.(1935)On the chemical compositions of the Cenozoic alkaline suite of the circum-Japan Sea region. *Jour. Shanghai Sci. Inst., sect. 2*, vol.1, p.99-136.

Tomita, T.(1936)Geology of Dogo, Oki Islands in the Japan Sea. *Jour. Shanghai Sci. Inst., sect. 2*, vol.2, p.39-146.

富田 達・酒井栄吾(1938)松江市付近の中新統について(特に粗面玄武岩類の地質時代)。地質学雑誌, vol.45, p.529-532.

島居直也(1984)隠岐島後下部中新統火砕岩類の変質。島根大学地質学研究報告, vol.3, p.99-109.

島居直也・横田正浩・石田英明(1984a)隠岐島後中新統の層序。地球科学, vol.38, p.290-298.

島居直也・吉村尚久・島田晃郎(1984b)隠岐島後下部中新統中にジュール状に産出するワイラカイト。島根大学地質学研究報告, vol.3, p.129-137.

Tsunogae, T.(1995)Preliminary SIMS zircon ages of pelitic gneiss, Oki-Dogo Island, southwest Japan. *Mem. Fac. Educ. Shimane Univ.*, vol.29, p.61-68.

角替敏昭(1998)隠岐片麻岩類。地学団体研究会第52回総会見学旅行案内書, p.105-114.

Tsutsumi, Y., Yokoyama, K., Horie, K., Terada, K. and Hidaka, H.(2006)SHRIMP U-Pb dating of detrital zircons in paragneiss from Oki-Dogo Island, western Japan. *Jour. Mineral. Petrol. Sci.*, vol. 101, p. 289-298.

堤 之恭・横山和己・寺田健太郎・日高 洋(2003)隠岐島後の準片麻岩のSHRIMP年代。日本鉱物学会・日本岩石鉱物鉱床学会学術講演会講演要旨集2003, p.255.

内田直樹(2006)隠岐島後北部、大峯山南方地域の地質。島根大学卒業論文, 42p.

内田律雄(1990)西ノ島町外浜貝塚について。隠岐の文化財, no.8(島前の文化財通巻第20号), p.4-9.

Uchimizu, M.(1966)Geology and petrology of alkali rocks from Dogo, Oki Islands. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Ser. II*, vol.16, p.85-159.

上田哲郎・杉山政広(1984)隠岐・島後のオウナガイ化石について。島根大学地質学研究報告, vol.3, p.145-154.

橋原正俊(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等植物化石について—。島根大学卒業論文, 131p.

Uto, K.(1989)Neogene volcanism of southwestern Japan related to the opening event of the Japan Sea: its time and space based on K-Ar dating. *Tokyo Univ. Ph.D. Thesis*, 187p.

Uto, K., Takahashi, E., Nakamura, E. and Kaneoka, I.(1994)Geochronology of alkali volcanism in Oki-Dogo Island, Southwest Japan: Geochemical evolution of basalts related to the opening of the Japan Sea. *Geochem. Jour.*, vol.28, p.431-449.

和田隆徳・板谷徹丸・宇井忠英(1990)隠岐島前岩脈群と丹後半島岩脈群のK-Ar年代。火山, vol.35, p.217-229.

山上英次郎(1896)廿萬分一ノ地質圖隠岐圖幅および同地質説明書。農商務省地質調査所, 31p.

Yamaguchi, M.(1964)Petrogenic significance of ultra-basic inclusions in basaltic rocks from southwest Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser. D, Geology*, vol.XV, p.163-219.

山本勝守・大平寛人(1999)隠岐島前に分布する時張山類層のフィッション・トラック年代。フィッション・トラックニュースレター, no.12, p.72-73.

Yamashita, K. and Yanagi, T.(1994)U-Pb dating of the Oki metamorphic rocks, the Oki Island, Southwest Japan. *Geochem. Jour.*, vol.28, p.333-339.

山内靖喜・島前団研(1997)隠岐島前西ノ島の中新統。日本地質学会第104年学術大会講演要旨, p.148.

山内靖喜・三梨 昂・山本洋一郎(1980)島根半島の中新統。日本地質学会第87年総会・年会見学旅行案内書第2版, 39p.

山内靖喜・村上 久(1999)隠岐群島の生い立ちと古地理の変遷。隠岐の文化財, no.16, p.1-10.

山内靖喜・村上 久(2007)隠岐島後の段丘について。島根県地学会誌, no.2, p.31-36.

山内靖喜・村上 久・中山勝博(1995)島根県隠岐郡布施岡周辺の古第三紀時張山累層。島根大学地質学研究報告, no.14, p.81-88.

山内靖喜・村上 久・三瓶良和・浜崎 晃・内田澄夫・平井政次・守岡康一・朝倉隆之・片山直樹・星野充・折橋裕二(2005)隠岐・島後で新たに発見された海成新鮮統“向ヶ丘層”。地球科学, vol.59, p.35-48.

山内靖喜・村上 久・志知能一・野崎京三(1995)重力異常からみた隠岐群島の基盤構造。島根県地学会誌, no.10, p.25-27.

山内靖喜・野村律夫・村上 久・石倉広美(1999)隠岐島前の層序。日本地質学会第106学術大会講演要旨, p.186.

山内靖喜・坂之上 一・岡武夫・村上 久・石倉広美・前濱昭生・野村律夫(2000)隠岐島前、西ノ島市部層産の中新世貝化石。地球科学, vol.54, p.33-42.

山内靖喜・沢田順弘・高須 晃・小室裕明・村上 久・小林伸治・田山良一(2009/2010)西郷地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)。産総研地質調査総合センター, 121p.

山崎博史(1984)隠岐島後の中新統。島根大学地質学研究報告, no.3, p.87-97.

山崎博史(1991)隠岐島後、西郷湾北方の新生界層序。地質学雑誌, vol.97, p.917-930.

山崎博史(1992)島後層群と南隠岐ラジ。地質学論集, no.37, p.277-293.

山崎博史(1998)隠岐島後の後期新生代堆積—造構史と日本海南部における地形的・構造的起伏起源。広島大学学校教育学部紀要, 第二部, vol.20, p.85-153.

山崎博史・雁沢好博(1989)隠岐島後第三系、郡累層および油井累層のフィッション・トラック年代。地質学雑誌, vol.95, p.619-622.

山崎博史・下末 恵・高安克己(1991)隠岐島後中新統郡累層と久見層の層序関係の再検討。地球科学, vol.45, p.177-190.

Yanagisawa, Y. and Akiba, F.(1998)Revised Neogene diatom biostratigraphy for the northwest Pacific around Japan, with an introduction of code numbers for selected diatom biohorizons. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol.104, p.396-414.

山本博文・上嶋正人・岸本清行(1990)鳥取沖海底地質図(1:200,000)。海洋地質図, no.35, 地質調査所, 地質図等5葉+説明書27p.

矢野寛幸・島田晃郎(1984)隠岐島後第三系中の海緑土。島根大学地質学研究報告, vol.3, p.121-128.

安野敏勝(2000)島根県隠岐島後の中新統より発見された淡水魚類化石(予報)。福井市自然史博物館研究報告, no.47, p.1-13.

横田正浩(1984)隠岐島後の珪藻土について。島根大学地質学研究報告, no.3, p.139-144.

米子工業高等専門学校(1985)島根県地盤図(解説・資料編)。441p.

吉谷昭彦・田崎和江(1982)隠岐・久見地区に発達する粘土化帯の粘土鉱物—非分散型分析電子顕微鏡による観察—。鳥取大学教育学部研究報告(自然科学), vol.31, p.67-83.

吉谷昭彦・村上 久・池田高明・村上勇二(1993)島根県隠岐郡五箇村南方地区での試錘コアーの記載。鳥取大学教育学部研究報告(自然科学), vol.42, p.67-76.

吉谷昭彦・榎原 徹・村上 久(1995)隠岐・島後に分布する島後層群郡累層のフィッション・トラック年代値について。鳥取大学教育学部研究報告(自然科学), vol.44, p.91-101.

平成22年2月23日印刷

平成22年2月26日発行

著作権所有・発行者

許可なく複製を禁ずる

独立行政法人

産業技術総合研究所 地質調査総合センター

〒305-8567 茨城県つくば市東1丁目1番地1
TEL (029)-861-3606

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN, AIST © 2010