

島根県隠岐郡布施周辺の新第三紀時張山累層

山内 靖喜*・村上 久**・中山 勝博*

The Paleogene Tokibari Formation around Fuse, Oki Islands.

Seiki Yamauchi*, Hisashi Murakami** and Katsuhiko Nakayama*

Abstract

The Paleogene Tokibariyama Formation around Fuse, Oki Dogo Island is divided into 7 members. The lowest member is a talus basal conglomerate which shows the facies of sediments at a foot of a steep cliff, and lower members abut against steep wall of their basement rocks. These facts show that the sedimentary basin have resulted from depression caused by faulting. Volcanic clasts in debris flow deposits at the upper part of the talus basal conglomerate implies that near the study area any other volcano-pulutonic activity had taken place prior to sedimentation of the talus basal conglomerate. Probably several volcano-pulutonic activities occurred during the Tokibariyama Formation stage.

はじめに

隠岐群島の島後には、先カンブリア代の隠岐片麻岩類と花崗岩を基盤として、第三紀層が広く分布する。この第三紀層は島後層群と名付けられており、その最下部を構成する時張山累層は古第三紀末に基盤の陥没を伴う火成活動によって形成されたと推定されている(山崎, 1992)。しかし、時張山累層とその基盤との関係に関する詳細な記載はこれまでなされていない。時張山累層に関して 26.0 Ma というフィッシュトラック年代が報告されていることから(鹿野・中野 1985)、本累層は日本海形成直前に形成されたと考えられている。さらに、隠岐群島が隠岐リッジの延長上に位置することから、その堆積

盆地の形成機構を明らかにすることは、日本海形成時の日本海南部海域の構造運動を考える上で重要な情報が得られるものと考ええる。

今回、布施村布施地区で時張山累層と基盤との関係、および本地区の時張山累層最下部の岩相を詳しく観察できたのでここに報告する。

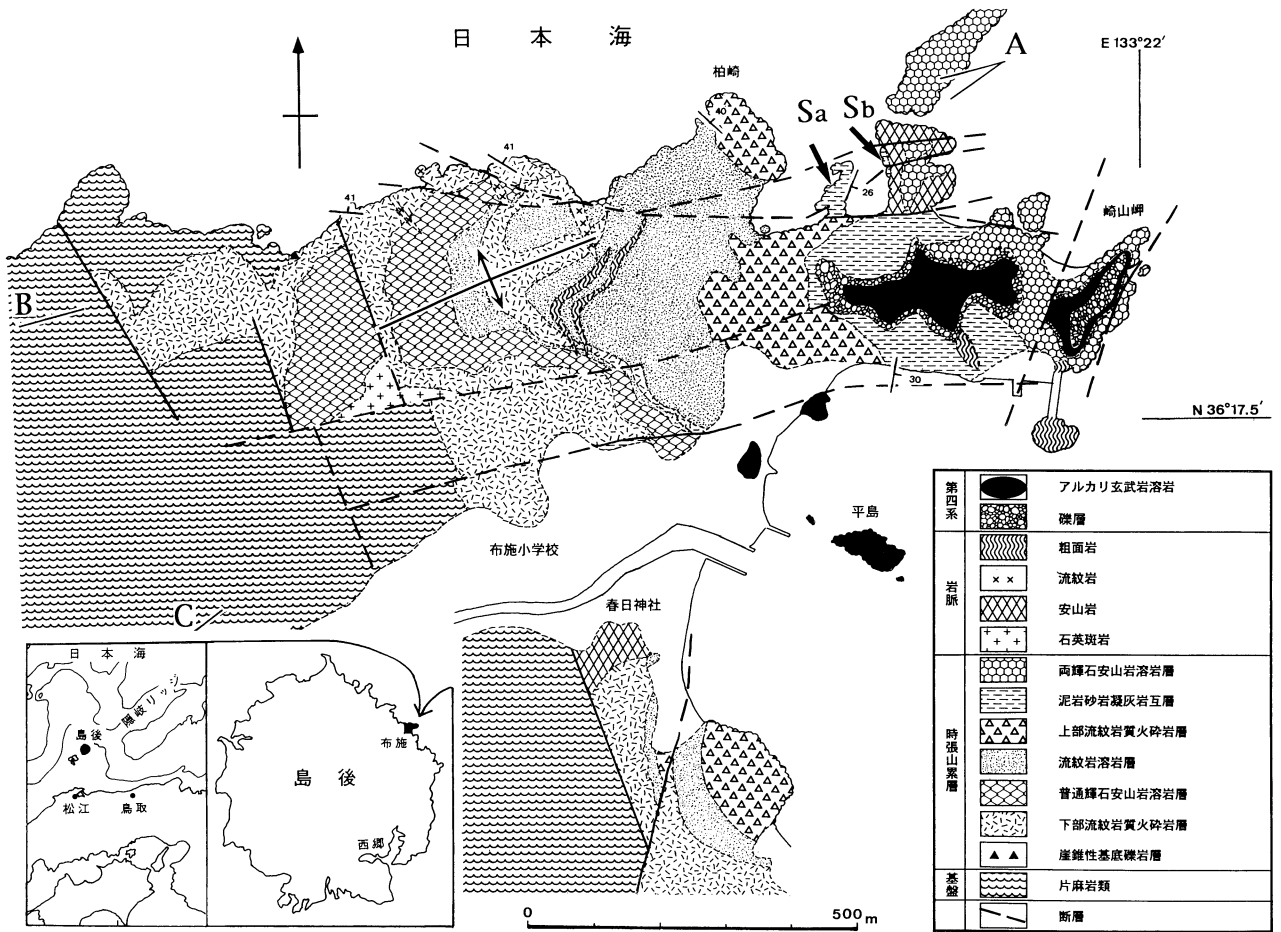
なお、山崎(1992)は、時張山累層を下部層及び上部層に二分し、前者は角礫岩、流紋岩、デイサイト、安山岩、砂岩・頁岩互層から、上部層は変質した安山岩溶岩・火砕岩から構成されると規定されている。また、下部層は基盤に対しアバットもしくはオーバーラップの関係で接していると推定しているものの、多くの場合両者は断層によって境されているとしている。本調査地に分布する

第 1 表 布施周辺の地質層序表

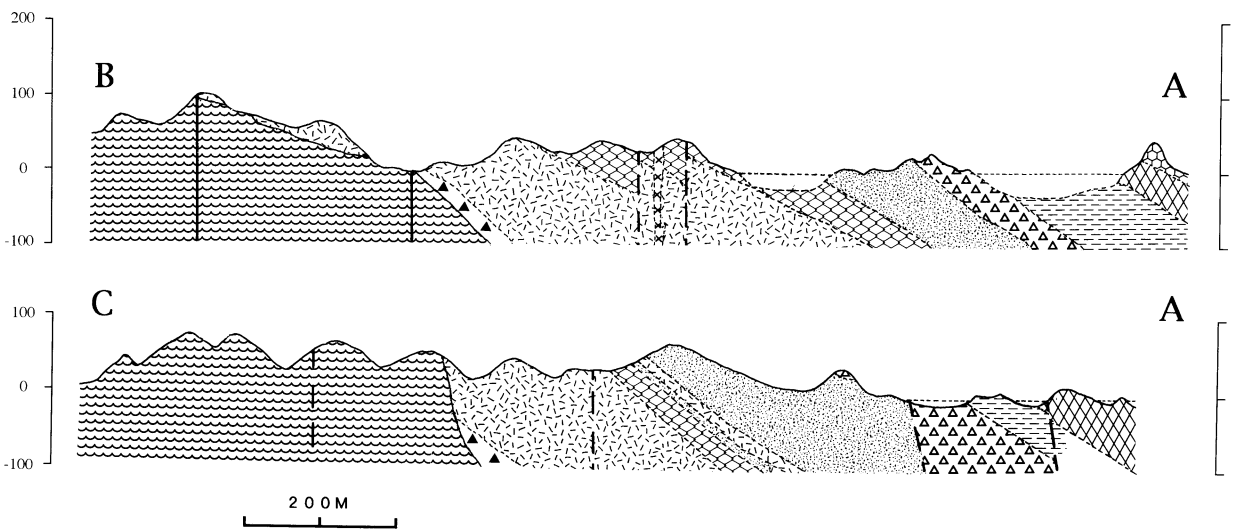
時 代	地 層 名	層 厚	放射年代	
第 四 紀	布施港玄武岩	5 m 以上	0.79 Ma**	
	崎山岬玄武岩	30~10 m		
鮮 新 世	礫 層	30 m 以上	2.65 Ma**	
	第 三 紀	両照石安山岩溶岩層		100 m 以上
		泥岩砂岩凝灰岩互層		100 m
		上部流紋岩質火砕岩層		70 m
		流紋岩溶岩層		100 m
		普通輝石安山岩溶岩層		50 m
		下部竜門岩質火砕岩層		120 m
崖性基底礫岩層	30 m 以上			
先カンブリア代	片麻岩類			

*中野・鹿野(1985). **Uto et al., (1994)による

* 島根大学総合理工学部地球資源環境学教室 Department of Geoscience, Shimane University, Matsue, 690 Japan
 ** 株式会社コスモ建設コンサルタント Cosmo Construction Consultant Co. Ltd.



第1図 布施周辺の地質図
 図中の Sa と Sb は第6図の柱状図の位置を示す



第2図 地質断面図
 凡例は第1図に従う。

火山岩類は時張山累層の下部層に対比されている(山崎, 1992).

層 序

調査地域は布施村飯美東方から布施北東方の崎山岬にかけての東西 1.7 km, 南北 1.1 km の区域である(第 1 図). 本地域には, 基盤岩である隠岐片麻岩類, 古第三紀時張山累層, および第四紀アルカリ玄武岩溶岩および礫層が分布している(第 1 表).

1. 基盤岩類

本地域における, 時張山累層の基盤岩類は隠岐片麻岩類である. 片麻岩類は, 調査地西部に分布し, 珪長質片麻岩を主体とし, 泥質片麻岩を挟在する. 珪長質片麻岩は, 中粒-粗粒の優白質な岩石で, 主として斜長石, 石英, 黒雲母, 正長石, 白雲母からなり, ザクロ石を伴う. 副成分鉱物としてアパタイト, スフェン, ジルコンを含んでいる.

泥質片麻岩は, 中粒-粗粒で, 主として黒雲母, 斜長石, ザクロ石, 石英, 正長石, 珪線石, 石墨からなり, 副成分鉱物としてアパタイト, スフェン, ジルコン, イルメナイトを含んでいる.

2. 時張山累層

時張山累層は布施村布施を中心に, 調査地の北部, 東部および南東部に分布している(第 1 図). 本地域の時張山累層の下部は不淘汰角礫岩, 流紋岩及び安山岩類からなり, しばしば泥岩や砂岩の薄層を挟んでいる. 上部は流紋岩, 凝灰質泥岩砂岩凝灰岩互層及び安山岩類からなる. 流紋岩類については, 下部の流紋岩類において溶結凝灰岩が卓越するほかは非溶結性の火砕岩, 自破碎溶岩

が主体を占め, 安山岩類は自破碎溶岩が卓越している. これらはすべて整合関係に重なり, 積算層厚は 600 m 以上に達する(第 2 図).

基盤の隠岐片麻岩に対して, 本累層は高角不整合面をもってアバットするか, あるいは極緩傾斜の不整合面をもって直接基盤をおおうが, 一部においては両者は断層で接している. 本累層が高角不整合面をもって基盤に対してアバットしている部分では, 本累層最下部には不淘汰角礫岩が分布する.

本地域の時張山累層は, 岩相から第 1 表に示すように 5 部層に区分されるが, 以下に各部層の記載を行う.

<不淘汰角礫岩層>

模式地: 布施村役場から北西約 750 m の海岸.

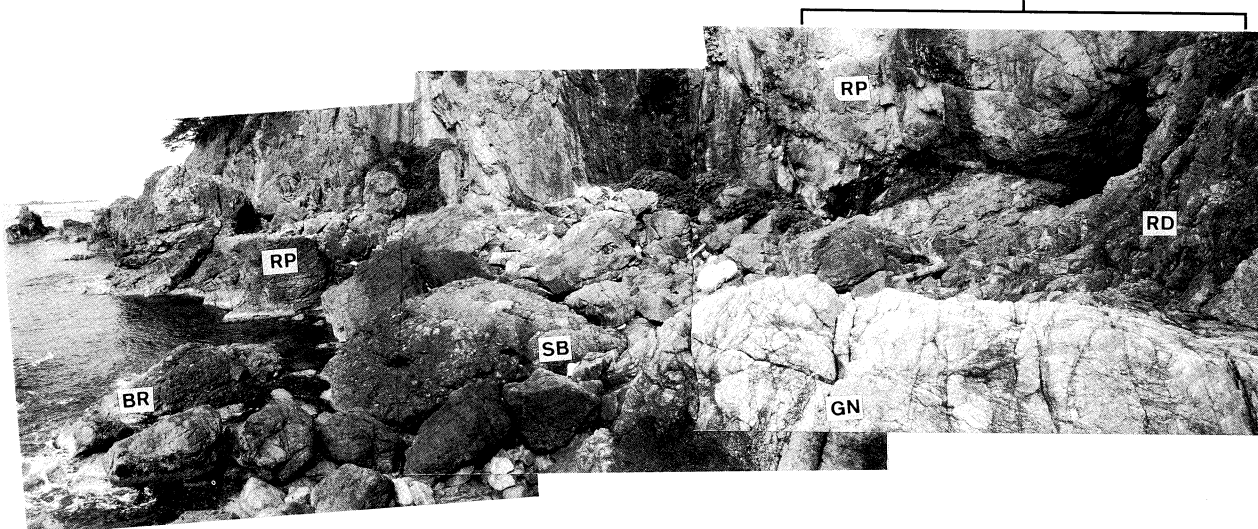
層 厚: 30 m 以上.

基盤との関係: 流紋岩岩脈を介して基盤と接するため, 両者の関係は直接観察できない(第 3 図).

分布と岩相: 本層は, 本地区の時張山累層の最下部をなし, 模式地の海岸にのみ分布する. 本層は, 最大 50 cm, 平均 5-10 cm 径の角礫-亜角礫からなり, 隠岐片麻岩類の分解物からなる基質を伴う. 本層の基底は海面下であって観察できないが, 観察される限りでの下部は無構造で, 泥質片麻岩と珪長質片麻岩の礫からなる(第 4 図).

他方, 上部は不鮮明な逆級化によって連続性の悪い層理を示し(第 3 図), 礫種は片麻岩類を主とするが, 流紋岩, 石英斑岩, 斑状花崗岩, 圧碎片麻岩の中~大礫がわずかながら含まれる. また, その基質は, 主として粗-細粒の隠岐片麻岩類の分解物からなり, 少量の火山灰, 軽石片が混入している.

第 5 図



第 3 図 崖錐性基底礫岩の模式露頭

GN: 片麻岩類, BR: 崖錐性基底礫岩下部の無構造な角礫岩, SB: 崖錐性基底礫岩上部の不鮮明な成層構造を示す部分, RP: 流紋岩質凝灰岩, RD: 流紋岩岩脈



第4図 崖錐性基底礫岩下部の無構造な部分の岩相

上部で採取した片麻岩類以外の礫種についての鏡下での記載を以下に述べる。

流紋岩は石英，斜長石，アルカリ長石，黒雲母の斑晶を有し，それらは長軸方向に0.4–0.5 mmの大きさで，自形–半自形を示す。石基部は隠微晶質で，石英，アルカリ長石，黒雲母の微小な結晶よりなっており，流理構造が顕著である。

石英斑岩は顕晶質で，斑晶として高温型石英，アルカリ長石，斜長石よりなる。石英は自形–他形を示し，弱い波動消光を示すものがある。アルカリ長石，斜長石は半自形を示し，多くが粘土鉱物に変質している。これらの斑晶の大きさは0.4–1.0 mmである。石基部は粒状の石英，他形を示すアルカリ長石，少量の黒雲母により充填されており，黒雲母の多くが粘土化している。

斑状花崗岩は斑状完晶質組織を有し，斑晶として石英，斜長石，アルカリ長石(マイクロクリン)，黒雲母が存在する。石英は粒状–半自形を示し，波動消光を示すものが多い。斜長石，アルカリ長石は半自形を示す。また，これらの斑晶は長軸方向に3–4 mmの大きさを示す。石基部は細粒の石英，アルカリ長石，斜長石，黒雲母などよりなり，前3者の間には，斑晶の石英を中心として，しばしばミルメカイト構造が認められる。また，副成分鉱物として，スフェン，斧石，不透明鉱物，ジルコンが存在し，変質鉱物としてプレーナイトが存在している。

<下部流紋岩質火砕岩層>

模式地：林道深浦線沿いで，布施村役場から西北西へ約1 km～850 m離れた林道法面。

層厚：約120 m。

基盤との関係：模式地においては本火砕岩層は断層をもって基盤と接している。また，その北方の海岸においては不淘汰角礫岩層を整合におおい，流紋岩岩脈を介して基盤と接している(第5図)。しかし，模式地の西方約

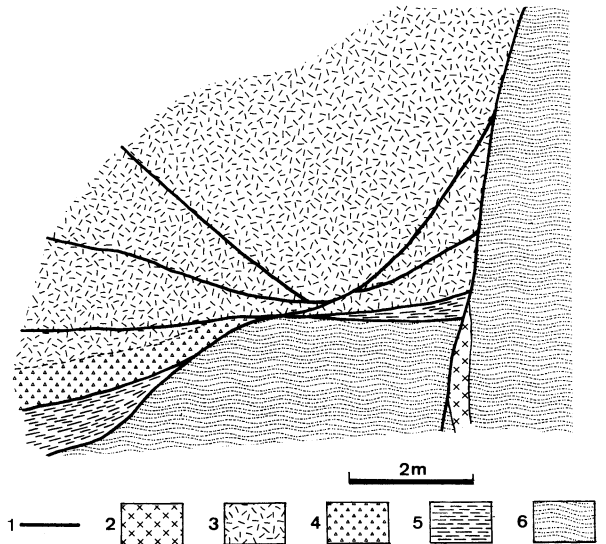
120 mの林道沿いの法面では，約73°の傾斜角を有する不整合面をもって本層は基盤岩と接している。海岸と林道の間では，全体的に境界部が階段状をなしていることから，本質的には断層運動に起因する高角な不整合面と判断した。

また，本地区南東部の布施小学校裏でも，本層は約37°の傾斜角を有する高角不整合面をもって基盤岩に直接アバットしているのが観察される。

分布と岩相：林道深浦線及びその北部の海岸及び調査地の中–南部域に分布する。流紋岩質凝灰岩を主体とし，本層の下部の多くは溶結している。中–上部にかけては，礫岩，成層構造を示す二次堆積した細粒凝灰岩，泥岩，流紋岩溶岩が挟まれている。流紋岩溶岩は調査地の南部域に発達し，淡褐色–淡緑灰色で一部自破碎構造を有する。

本層の主体をなす火砕岩は淡灰色–淡緑灰色を呈し，平均1 cm以下の軽石片を多く含み，異質礫として流紋岩，同質凝灰岩，片麻岩の細礫が混じる。礫の混入率は10%以下で，基質は細粒の火山灰よりなり，石英の結晶片を多く含む。

鏡下では下部の溶結凝灰岩は，顕著なユータキシチック組織を示し，結晶片として高温型石英，長石および不透明鉱物を含み，基質は再結晶作用により微細な石英，長石によって置換されている。火砕流堆積物は，全般に淘汰が不良であるが，局所的に淘汰の良いところも認め



第5図 流紋岩質凝灰岩と基盤岩の接触部の模式的スケッチ(露頭の位置は第3図中に示してある)

1：固結した断層，2：流紋岩岩脈，3：流紋岩質凝灰岩，4：せん断作用を受けた凝灰岩(片麻岩，石英斑岩，流紋岩の径30 cm以下の礫を含む)，5：角礫化した片麻岩，6：片麻岩

られる。異質礫として泥質片麻岩、珪長質片麻岩、下位の溶結凝灰岩、流紋岩質自破碎溶岩の礫を含む。礫は亜円-亜角礫で、礫径は最大1 mに達する。また、礫の全体に占める割合は15-25%程度で、基質は中-粗粒な火山灰よりなっている。

礫岩は人頭大-拳大の亜円-円礫からなり、主として片麻岩礫からなるが、流紋岩質溶結凝灰岩、流紋岩溶岩の礫が混入している。

<普通輝石安山岩溶岩層>

模式地：布施村役場から北西に700~650 m離れた林道深浦線の林道法面。

層厚：約50 m。

分布と岩相：林道深浦線及びその北部の海岸及び調査地の中部域に分布する。淡緑色の自破碎構造の顕著な顕晶質安山岩溶岩で、鏡下では斑晶として斜長石、普通輝石、不透明鉱物が認められる。斜長石は自形性の強い中性長石で、長軸方向に最大2.5 mmを示し、普通輝石は自形性が強く、長軸方向に最大1.0 mmを示すが、多くは緑泥石に変質している。石基はインターサタル組織を示し、自形性の強い斜長石の間をガラス及び細粒な普通輝石が充填している。

<流紋岩溶岩層>

模式地：柏崎南西側の海岸。

層厚：約100 m。

分布と岩相：柏崎と布施のユースホテルを結んだ線の西側約100 mの地域と春日神社南南東約200~400 mの山腹に分布する。

流紋岩溶岩を主体とし、最下部に火砕岩を伴う。流紋岩溶岩は、淡褐色-淡緑灰色の流理構造の発達した緻密な岩石で、石英、黒雲母の細粒斑晶を有する。局所的に自破碎構造や板状節理が認められる。鏡下では顕晶質で流理構造が発達し、斑晶として石英、斜長石、アルカリ長石、一部緑泥石化した黒雲母が認められる。斑晶の大きさは0.4 mm程度で、石英は他形で弱い波動消光を示し、斜長石は半自形で一部融食形を示す。また、アルカリ長石は他形を示す。石基は脱ハリにより石英、長石の微粒結晶の集合体を成している。副成分鉱物として、ジルコン、不透明鉱物、アパタイトを含む。

本層最下部の流紋岩質火砕岩は淡灰色-淡緑灰色を呈し、細粒で淘汰が良く、平均1 cm以下の軽石片を含む。類質礫として流紋岩と同質凝灰岩、異質礫として安山岩、片麻岩の小礫を混じる。礫が全体に占める割合は10-15%以下で、基質は細粒の火山灰よりなり、長石、石英の結晶片を多く含む。

<上部流紋岩質火砕岩層>

模式地：柏崎南東側の海岸。

層厚：約70 m。

分布と岩相：本層は柏崎の南東側山腹と浄土ヶ浦南側の地域に分布する。

淘汰が極めて悪い火砕岩からなる。角礫は主に顕晶質な流紋岩と無斑晶質流紋岩からなり、一部に流紋岩質凝灰岩の角礫が混じる。礫径は最大で2.5 m、平均2 cmで、径数cm以上の礫の含有率は浄土ヶ浦南側では20-25%であるが、柏崎周辺では礫径が数10 cm以上の角礫が多く含まれ、それらが40%を占める部分も存在する。基質は細-中粒の火山灰よりなる。

<泥岩砂岩凝灰岩互層>

模式地：柏崎南東約220 mの海岸(浄土ヶ浦)。

層厚：100 m。

下位層との関係：下位の流紋岩質火砕岩層との関係は直接観察できないが、分布形態から整合関係にあるものと考えられる。

分布と岩相：模式地のほかに、浄土ヶ浦南側から布施港にかけての地域に分布する。

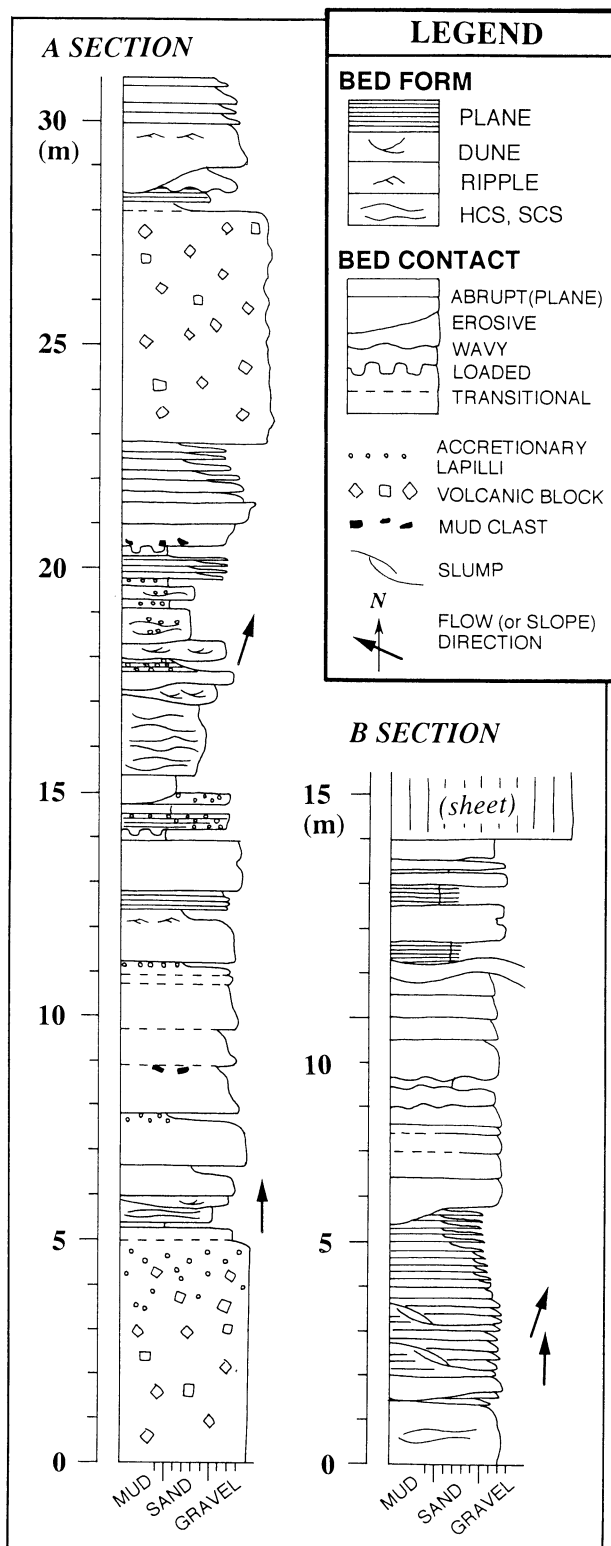
本層は、火山砕屑物からなるタービダイトを主体とし、一部に厚さ数mの土石流堆積物を挟んでいる。本調査地域内の時張山累層において本層のみが砕屑岩主体である。

模式地においては、小湾を挟んでその東西両岸に本層が露出するので、より下位の層準が露出する西岸の本層をAセクション、より上位の層準が露出する東岸をBセクションとする(第6図)。両セクションの間の欠落した地層の厚さは約30 mと見積もられる。また、Bセクションと上位層の間には安山岩がシート状に貫入しているが、この貫入岩の縁にはペペライトが形成されている。

模式地の本層は、主に中礫~極細粒砂大の火山砕屑物成の上方細粒化層、ベッドフォームをもつ堆積物および土石流堆積物からなる。上方細粒化層は、全体に青灰白色を呈し、その多くは5 cm~1 mの厚さを示す。特に30 cm以上の厚さの上方細粒化層には、級化部に連続して不明瞭な平行葉理部とリップル部が重なり、ブーマシークエンスを示していることから、これらはタービダイトと考えられる。これらのタービダイトの一部に径5~10 mm程度の火山豆石が含まれるが、火山豆石はタービダイトの上部ないし最上部に濃集する。

タービダイト層の基底は、一般に平坦であるが、Aセクション最上部にみられるように、下位層を50 cm以上削り込んでいる場合もある。他方、層厚30 cm未満のタービダイト層は同じような厚さのものがリズムカルに累重している。

土石流堆積物層は5 m以上の厚さをもち、最大径45



第6図 浄土ヶ浦にみられる泥岩砂岩凝灰岩互層の岩相(柱状図 Sa・Sb の位置は第1図中に示してある)

cm に達する火山岩礫を多く含み、ほとんど無構造であるが、最上部に不鮮明な正級化を示すものもある。

A セクションの下位から 15~20 m 付近では明瞭なデューン、HCS あるいは SCS を示す堆積物が多くみられる。これらの構造内の葉理に沿って火山豆石が配列している場合もある。デューンは北方への流れを示している。また、B セクションでは 2 層準にスランプ構造がみられるが、それらも北方へのすべりを示している。また、所どころで落差 1 cm 以下の小断層がみられる。

<両輝石安山岩溶岩層>

模式地：柏崎西方の海岸。

層厚：100 m 以上。

分布と岩相：浄土ヶ浦西部から布施港の北東にかけて分布する。

暗緑灰色の顕晶質な岩石で、自破碎構造が顕著であり、同質の岩床・岩脈によって貫かれる。鏡下では、斑晶として斜長石、普通輝石、斜方輝石(エンスタタイト)が存在する。斜長石は自形一半自形を示し、長軸方向に 0.8 mm 程度の大きさを示し、累帯構造が顕著である。普通輝石は自形性が強く、長軸方向に 0.6 mm 程度の大きさを有し、累帯構造や貫入双晶が発達し、一部は周辺に反応縁が認められる。斜方輝石は自形性が強く、長軸方向に 1.2~1.5 mm の大きさを示し、多色性のないこと、(+) $2V=60^\circ$ 正号を示すことからエンスタタイトと判断される。また、普通輝石・カンラン石・斜長石からなるオフィティック組織を有する塩基性包有物を有する。石基はガラス基流晶質を示し、拍子木状の斜長石の間をガラス及び輝石の微粒結晶が充填している。副成分鉱物として不透明鉱物、変質鉱物として緑泥石、プレーナイトが含まれる。

溶岩流を貫く岩床及び岩脈は、境界部に急冷相を伴い、顕晶質で、鉱物組成は溶岩のそれと同じであるが、粒度がやや粗く、長軸方向の大きさを斜長石 2.0~2.8 mm、輝石 1~1.2 mm を示す。石基はインターグラニューラー組織を有し、自形性の強い斜長石の間を輝石が充填している。また、塩基性包有物も同様に存在する。貫入形態や鉱物組成から、これらの貫入岩は溶岩流の噴出とほぼ同時に貫入したものと考えられる。

3. 岩脈類

岩脈には、流紋岩、安山岩、石英斑岩、粗面岩が認められ、流紋岩は基盤と時張山層との境界付近、あるいは上部流紋岩質火砕岩層より下位の層準中に、北北西-南南西あるいは北東-南西系の走向で、幅数 m から 10 数 m で貫入している。安山岩は、基盤と下部流紋岩質火砕岩層の間を貫くものと、両輝石安山岩溶岩層に伴い岩床あるいは岩脈として出現するものとに分かれる。前

者は幅 70 m 程度、後者は幅数 m から 10 数 m で貫入している。石英斑岩は基盤と時張山累層との境界部に岩株状に貫入している。粗面岩は調査地中央部—東部の時張山累層を、南北あるいは北西—南東方向に数 m から 100 m 以上の幅をもって貫入している。

4. 第四系

<礫層>

崎山岬から浄土ヶ浦にかけての稜線部に礫層が緩く北東に傾斜して分布する。崎山岬周辺では標高 20~40 m 以上に分布するが、北北東—南南西の断層によって転位させられており、灯台周辺では標高 30 m 以上に分布する。本礫層中には後述する厚さ約 10 m のアルカリ玄武岩溶岩が挟在する。本礫層は径数~数 10 cm の円~亜円礫を主体とする。

<アルカリ玄武岩溶岩>

本地域には第四紀に噴出した崎山岬玄武岩と布施港玄武岩の 2 種類のアルカリ玄武岩溶岩が分布する。

崎山岬玄武岩：崎山岬から浄土ヶ浦南方にかけて、礫層に挟まれてアルカリカンラン石玄武岩が分布する。玄武岩は崎山岬周辺では標高約 20—30 m に分布するが、前述の礫層を切る断層によって転位して、灯台周辺では標高 30—40 m に分布する。

本玄武岩は柱状節理がよく発達する溶岩流で、全体に顕晶質であり、灯台付近では拳大以下のカンラン岩ノジュールや親指大の輝石のゼノクリストを含んでいる。鏡下では、斑晶としてカンラン石、斜方輝石、斜長石が認められる。斑晶としての有色鉱物のほとんどを占めるカンラン石の多くは、自形~半自形を示し、長軸方向に 0.6 mm 程度の長さをもつ。また、結晶の周縁はイデイングスサイト化したものが多い。カンラン石斑晶中には、融食形をしたり、微細な単斜輝石との反応縁を有するゼノクリストも含まれる。斜方輝石の斑晶の多くは、自形~半自形を示し、長軸方向に 0.6 mm 程度の長さをもつ。斜長石 (Ab 5 An 95) の斑晶の多くは、半自形~自形を示し、長軸方向に 4 mm 程度の長さをもつ。集片双晶をなすものが多いが、累帯構造を示すものも認められる。また、顕著な累帯構造を示し、融食形をなすゼノクリストが一部に存在する。その他に、ゼノクリストとして融食形をした石英も認められる。石基は間粒状組織を呈し、自形性の強い斜長石の間をカンラン石、普通輝石、チタン輝石、アノーソクレス、不透明鉱物などが充填している。

Uto *et al.*, (1994) は、本玄武岩について 2.65 Ma という K-Ar 年代値を報告している。

布施港玄武岩：布施港の海岸沿いの 2 個所の露頭とその沖の平島には枕状構造を有するアルカリ・カンラン石玄

武岩が分布する。海岸の北側の露頭の一部では玄武岩は、枕状構造を示さず、60° 前後の角度で傾斜した流理構造を有する。本玄武岩は顕晶質であるが、崎山岬玄武岩より斑晶は小さい。鏡下では、斑晶としてカンラン石、斜方輝石、普通輝石、チタン輝石、斜長石が認められる。カンラン石の斑晶は自形~半自形を示すものが多く、長軸方向に 0.5 mm 程度の長さをもつ。また、周辺部がイデイングスサイト化していたり、融食形をしたゼノクリストもみられる。斜方輝石の斑晶は自形を示すものが多く、長軸方向に 0.5~0.9 mm の長さをもつ。普通輝石の斑晶の多くは自形~半自形を示し、長軸方向に 0.5 mm 以下の長さもち、一部には斜方輝石の離溶ラメラを有するものが認められる。チタン輝石の斑晶は自形~半自形を示す。斜長石 (Ab 38 An 62) の斑晶は、自形を示すものが多く、長軸方向に 0.3~0.4 mm 程度の長さもち、集片双晶をなすものが多く、一部に累帯構造を伴うものも存在する。この他に、融食形をし、反応縁をもつ石英やアルカリ長石のゼノクリストが認められる。石基は填間状組織を呈し、自形性の強い斜長石の間を普通輝石、チタン輝石、アノーソクレス、不透明鉱物が充填している。

Uto *et al.*, (1994) は、本玄武岩について 0.79 Ma という K-Ar 年代値を報告している。

5. 地質構造

基盤岩と時張山累層との境界部付近には、北北西—南南東系及び東北東—西南西系の断層構造が階段状に発達し、時張山累層の分布はこの断層によって規制されている。

春日川北方の海岸では、基盤付近の時張山累層は N 82—41°W 38—41°N の走向傾斜を示す。しかし、春日川北岸では N 11—23°E 30°S の走向傾斜を示すことから、北東—南西方向の軸をもつ緩やかな背斜が存在すると考えられる。しかし、この背斜は柏崎付近で海中に没し、その東側では北北東—南南西の走向で東に 30—47° の角度で傾斜した同斜構造をなす。

春日川の南北両岸の基盤と時張山累層との境界が若干ずれていることから、第 1 図には示していないが春日川沿いに東北東—西南西の走行をもつ断層が潜在している可能性もある。

まとめと考察

時張山累層は基盤との境界部に発達した北北西—南南東系及び東北東—西南西系の階段状の断層構造により大きく規制されている。また、時張山累層の最下部には不淘汰角礫岩が存在し、基盤に対してアバットすることから、布施集落付近を西縁として北東に開いた陥没盆地を

形成していたものと考えられる。

陥没盆地形成時には乾陸の環境下にあり、土石流堆積物を含む不淘汰角礫岩や流紋岩質の溶結凝灰岩が堆積した。その後急激に水域の環境に変わり、非溶結の凝灰岩、自破碎溶岩、礫岩、凝灰質泥岩などが堆積した水域へと変遷していったものと考えられる。しかし、浄土ヶ浦にみられる泥岩や砂岩が青みを帯びた灰白色をなし、海水環境を示す証拠がみられないことから、この水域は淡水環境、すなわち湖であったと考えられる。

さらに、HCS、SCSあるいはデューンがみられることから、堆積環境は波浪(暴浪)の届く程度の水深、すなわち数10 m以浅の湖底であったと推定される。これらのデューンやスランプ構造が南からの流れやすべりを示していることから、湖底は北方に傾斜していたと考えられる。また、これらの堆積物が火山砕屑物を主体とし、その直下の上部流紋岩質火砕岩層中の礫のほとんどが流紋岩であり、径数10 cm~2.5 mの巨礫が多量に含まれることから、この湖の近くに流紋岩溶岩の噴出源が存在していたと推定される。

鹿野・吉田(1985)は、本地域南南東約2 kmの卵敷付近の本累層の流紋岩質溶結凝灰岩中のジルコンについて26.0 MaというF. T.年代値を報告している。この溶結凝灰岩層は両輝石安山岩溶岩の下位に位置するので、本調査地域の下部流紋岩質火砕岩層に対比されると考える。この溶結凝灰岩に整合に覆われる不淘汰角礫岩層上部の土石流堆積物中には周辺に認められる片麻岩類のほか、流紋岩、石英斑岩および斑状花崗岩の礫が含まれる。筆者らはこれまでに片麻岩類に伴われる古期花崗岩中において、上記の石英斑岩と斑状花崗岩に類似した岩石は観察していないし、それらは田結庄ほか(1991)が記載している19.7 Maの年代を示す新期花崗岩類とも異なっ

ている。

このことから不淘汰角礫岩上部に礫として含まれる流紋岩、石英斑岩および斑状花崗岩の活動が、本地域の時張山累層活動年代の26 Ma以前にあったことが指摘される。従って、周辺地域において従来時張山累層として一括されてきた火成活動は、火山-深成岩活動を伴う複数のサイクルとして存在する可能性を示すものであり、時張山累層の火成活動と構造運動については、基盤との関係、層序、堆積環境などから広域的に再検討を行う必要がある。

参 考 文 献

- 鹿野和彦・吉田史郎, 1985: 島根県中・東部新第三系の放射年代とその意義. 地調月報, 35, 159-170.
- 小林英夫・松本征夫・星野光雄, 1980: 日本地質学会第87年総会・年会見学旅行案内書「隠岐島後」. 39 p.
- 田結庄良昭・柴田 賢・内海 茂, 1991: 島根県, 隠岐島後の花崗岩類. 地質雑, 97, 53-60.
- Uchimizu, M., 1966: Geology and petrology of alk-ali rocks from Dogo, Oki Islands. *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Ser II*, 16, 85-159.
- 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. *Geoch. J.*, 28, 431-449.
- 山崎博史, 1991: 隠岐島後, 西郷湾北方の新生界層序. 地質雑, 97, 917-930.
- , 1992: 島後層群と南隠岐リッジ. 地質学論集, 37, 277-293.