

隠岐島後中央部の下部中新統の郡層について

落合 俊夫*・山内 靖喜*・村上 久**

On the lower Miocene Kori Formation, central Oki-Dogo Island, Japan Sea.

Toshio Ochiai*, Seiki Yamauchi*, Hisashi Murakami**

Abstract

A latest Oligocene to late Miocene succession is widely distributed over the Oki Gneiss on Oki-Dogo island in the southern Sea of Japan. It is divided into the Tokibariyama, Kori, Kumi, and Tsuma Formations, and is overlies by the Oki Alkali Volcanics of latest Miocene age. This paper reexamines the geological structure and depositional environment of the Kori Formation and its relationship with the over- and under-lying beds in central Oki-Dogo.

Previous work inferred the Kori Formation in the study area contacts the underlying Tokibariyama Formation along NE-SW faults. However, Kori Formation generally unconformably overlies Tokibariyama Formation an undulating surface. The steeply dipping surface of the unconformity between the formations indicates that the Kori sedimentary basin formed by faulting of the Tokibariyama Formation. The Kori Formation is also folded along a N-S axis nearly parallel with the Koji River in the northern part of the study area, and rapidly thickens westward reaching a thickness of more than 1200 m.

The unit known as the Hei Member has previously been regarded as the lowermost part of the Kumi Formation, and is thought to be the first marine sediment on Oki-Dogo. However, we found that the Utagi Member of the Kumi Formation discordantly overlies and erodes the Hei Member. These relations indicate that the Hei Member should therefore be regarded as the uppermost unit the Kori Formation, rather than the base of the Kumi Formation.

Total sulfur, total organic carbon and total nitrogen analyses of mudstones of Tokibariyama and Kori formations indicate that temporally marine transgression occurred in about the middle of the Kori stage, at about 18 or 17 Ma

Key words: Miocene, Sea of Japan, Oki-Dogo, Kori Formation, stratigraphy, tectonic.

はじめに

日本海南部の隠岐群島島後は、17×15 km 程度の島で、ここには飛騨変成岩類に対比される隠岐変成岩類を基盤として、漸新世末から後期中新世の堆積岩類が分布する。それらは隠岐片麻岩類を取巻くように分布し、後期中新世の隠岐アルカリ火山岩類に不整合に覆われている。この漸新統～中新統は日本海発生前後の堆積物であることから、日本海の形成過程とその周辺域の堆積環境変遷を解明する上で重要である。

山崎 (1984) はこれら一連の堆積岩類を下位より時張山層、郡層、久見層、都万層に区分した。上部漸新統～下部中新統に対比されている時張山層は先第三系基盤岩類中に形成された時張山コールドロンとその周辺を埋積する火山岩類と堆積岩類からなるとされている (山崎, 1998)。

時張山層と郡層の堆積場はいずれも陸域ないし陸水域とされ (山崎, 1991, 1992, 山内ほか, 1995), 新生代における

最初の海進は珪藻化石などの分析により、中期中新統最下部の久見層平凝灰岩シルト岩互層の時代であると考えられてきた (山崎, 1998)。

他方、橋本 (1998 MS) はボーリングコアから採取された郡層中の CHNS 分析結果から、郡層中に海成層が存在することを示した。しかし、地表の郡層においては海成層の存在は確認されていない。

本論は時張山層と郡層との関係、郡層の構造と堆積環境、併せて郡層と久見層下部の層序を再検討することを目的として、郡層が最も広く分布する島後中央部の隠岐郡五箇村郡～西郷町原田地区にかけての地域 (第 1 図) において調査し、新たな知見を得たので、それを報告する。

地質概説

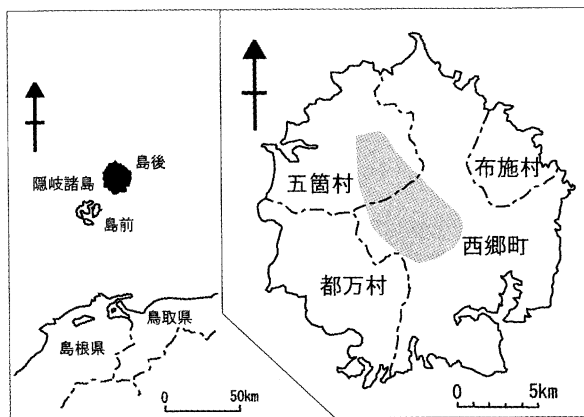
隠岐島後の漸新統及び中新統は、山崎 (1998) によって第 1 表に示すように分類されている。

時張山層は、角礫岩、流紋岩質溶岩・火砕岩、デイサイト質火砕岩類、安山岩質溶岩・火砕岩、ならびに礫岩や砂岩泥岩互層などの碎屑岩類からなる下部火山岩碎屑岩層と、主に安山岩質溶岩・火砕岩からなる上部火山岩層に分けられている。下部中新統に対比されている郡層は、凝灰岩を中心とし

* 島根大学総合理工学部地球資源環境学科
Department of Geoscience, Shimane University, Matsue 690-8504, Japan
** (株)コスモ建設コンサルタント
Cosmo Construction Consultants Co. Ltd.

第1表 本論の層序と山崎(1998)の層序の対比表

時代区分		山崎(1998)		本報告	
中新世	中期	久見累層	飯山珪藻土層	久見層	飯山珪藻土層
			歌木泥岩部層		伊後泥岩部層
	前期	郡累層	久見砂岩部層	郡層	久見砂岩層
			平凝灰岩-シルト岩互層部層		平凝灰岩シルト岩互層
漸新世	時張山累層	郡玄武岩部層	時張山層	玄武岩類	
		大津久礫岩部層		大津久礫岩層	礫岩
		小路凝灰岩部層		小路凝灰岩層	凝灰質含礫砂岩泥岩互層 デイサイト質火山礫凝灰岩 デイサイト質粗粒成層凝灰岩Ⅱ デイサイト質塊状凝灰岩 デイサイト質粗粒成層凝灰岩Ⅰ 基底礫岩 玄武岩類
		上部火山岩部層		安山岩類	



第1図 調査地域位置図

た大量の火砕岩類からなり、大津久礫岩層、小路凝灰岩層、郡玄武岩層、那久火山岩層、東郷礫岩層に区分され、各層は互いに同時異相の関係にあるとされている(山崎, 1998)。

久見層は山崎(1998)により、下位より平凝灰岩シルト岩互層、久見砂岩層、歌木泥岩層、伊後泥岩層、飯山珪藻土層に区分されている。平凝灰岩シルト岩層は酸性凝灰岩とシルト岩の互層からなる。久見砂岩層は本調査地域の北西にのみ分布し、砂岩泥岩互層を中心として、シルト岩、礫岩、酸性凝灰岩薄層などによって構成され、*Miogyopsina kotoi kotoi*、*Operculina complanata japonica* および海生貝化石の産出が報

告されている(大久保・高安, 1980, Okubo・Takayasu, 1979)。平凝灰岩シルト岩互層は、淡水生、海生双方の珪藻化石群集を産出することから、新生代における隠岐地域最初の海進期の堆積物とされている。歌木泥岩層は調査地域南部に分布し、その大部分は黒色の海成泥岩からなる。

時張山層から久見層かけての地層は隠岐変成岩類を取り囲むように分布し、全体として大きなドーム構造を構成している。しかし、上部中新統に対比される隠岐アルカリ火山岩類は、このドーム構造とは関係なく、本島全体に分布している。さらに、中新世末から中期更新世に噴出したアルカリ玄武岩類が本島各地に散在する。しかし、時張山層と郡層は隠岐片麻岩類を中心としてほぼ同心円状に分布するが、久見層は郡層の分布域に食い込むように分布する。

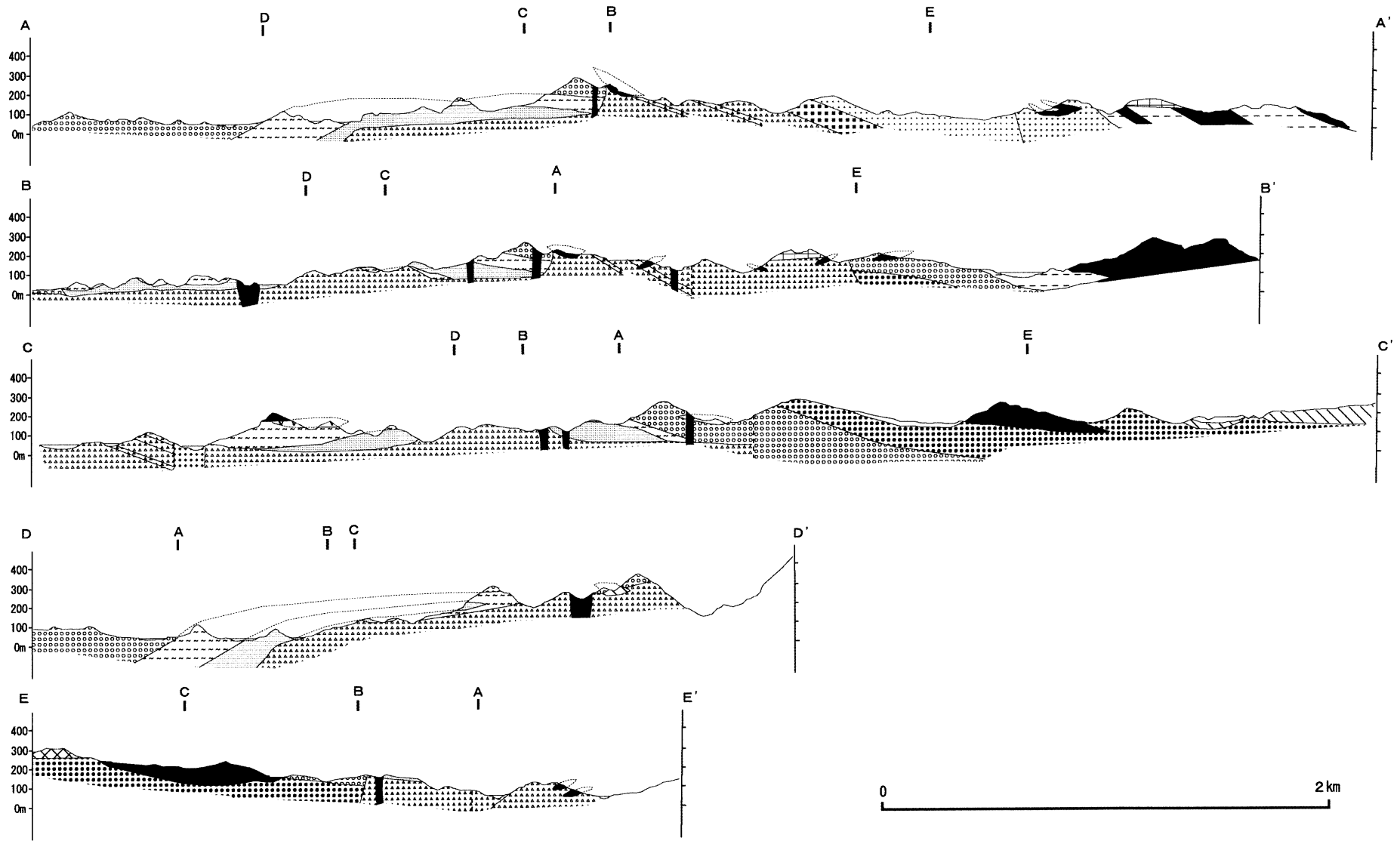
隠岐変成岩類分布域の西側に位置する本調査地域には、安山岩質溶岩・火砕岩を主体とする時張山層を基盤として、郡層と平凝灰岩シルト岩互層が主に分布する(第2,3図)。本地域中央部から南部にかけては平粗面岩と呼ばれる大規模な岩体が岩床状に貫入している。また本地域南部の真杉川と国道485号線に沿った地域には更新統西郷玄武岩が分布する。

地質各説

1. 時張山層(山崎, 1984)

模式露頭: 五箇村郡川上流。

岩相と分布: 時張山層は山崎(1984)によって、流紋岩質火



第3図 断面図
凡例は第2図に従う。

山岩類からなる下部層と安山岩質火山岩類からなる上部層に区分されたが、山崎 (1998) により、下部火山岩碎屑岩部層と上部火山岩部層とに再定義がなされた。本地域には時張山層上部火山岩部層のみが分布し、その下部は主に安山岩溶岩、上部は主に同質火山礫凝灰岩ないし凝灰岩からなる。五箇村郡から時張山西麓、五箇村小路南東、及び日の津トンネル東側の各地区では、本層は安山岩溶岩からなり (第 4 図)、一部に同質火砕岩層を挟む。安山岩溶岩は、1~2 mm 程度の斜長石と 0.5 mm 程度の輝石の斑晶を多く含む斑状のものと、ガラス質の無斑晶質安山岩に大別されるが、その分布には規則性は認められない。一般に、安山岩溶岩には板状節理が発達しており、一部に柱状節理が発達したものや塊状のものが分布する。さらに、局部的に狭い範囲で珪化作用を受けたものも見られる。

調査地域南部の近石川と真杉川の間には、安山岩質火砕岩類が卓越して分布する。この火砕岩は、細粒凝灰岩を主体として、安山岩の岩片や軽石片を含む粗粒から中粒の凝灰岩を挟み、一部には炭質物を多く含む泥岩の薄層を伴う。また、真杉川から都万目にかけての地区にも、安山岩の岩片や軽石片を含む中粒から粗粒の安山岩質凝灰岩が主に分布するが、大礫~細礫からなる礫岩層が数枚挟まれている。これらの礫岩は、いずれも細粒から粗粒の安山岩質凝灰岩を基質とし、安山岩と流紋岩の円礫からなる。

本地域北部の安山岩溶岩中に挟まれる凝灰岩は、中~粗粒で、黒雲母を少量含む。また部分的には 1~2 mm 程度の安山岩岩片や緑色に変質した軽石片を含む場合がある。郡川ダム東方の露頭では溶結凝灰岩が観察される。

産出化石：全域で炭化木片がみられる。

上下層との関係：本地域の東方で隠岐変成岩類を不整合に覆っている (安達ほか, 1995)。上位の郡層のいろいろな層準の地層が本層を不整合に覆う。

2. 郡層 (山崎, 1984)

郡層を定義した山崎 (1984) は、本層を小路凝灰岩層、大津久礫岩層、玄武岩層、平凝灰岩シルト岩互層の 4 部層に区分し、平凝灰岩シルト岩互層を除く 3 部層は互いに指交関係にあるとした。その後、山崎 (1998) は平凝灰岩シルト岩互層を久見層に含めた。

本論では、より細かく岩相変化を調べるため、本地域の郡層を下位より基底礫岩層、玄武岩層、粗粒成層凝灰岩 I 層、塊状凝灰岩層、粗粒成層凝灰岩 II 層、火山礫凝灰岩層、含礫砂岩泥岩互層、礫岩層の 8 部層に細分した (第 1 表)。なお、本論の層序区分を山崎 (1998) のそれに対比すると、基底礫岩層、玄武岩層、含礫凝灰質砂岩泥岩互層、および最上部の礫岩層を除いた 4 部層は小路凝灰岩層に、玄武岩層は郡玄武岩層に、礫岩層は大津久礫岩層にそれぞれ対比される。

1) 基底礫岩層

模式露頭：五箇村本郷観光牛つき場内の露頭。

分布：模式露頭と北西部の林道大時一の坂線沿い (第 4 図 5) にわずかにみられる。

層厚：最大で 20 m 程度。

岩相：安山岩、デイサイト、流紋岩の垂円礫~垂角礫からな

り、大礫から中礫を主体とし、最大礫径は 150 mm、平均径は 40~60 mm である。

基質は黒雲母を多く含むデイサイト質の粗粒凝灰岩である。上下層の関係：本層は下位の時張山層上部層を不整合に覆い、粗粒成層凝灰岩 I に整合に覆われるが、両層の岩相は漸移している。

2) 玄武岩層

模式露頭：五箇村郡の郡川河床。

分布：調査地域北部の五箇村郡地区。

岩層：輝石-かんらん石玄武岩とスコリアからなる。本地域における本玄武岩類の分布は郡地区の郡川周辺に限られている。郡川河床においては、玄武岩中の流理構造や引き伸ばされた気泡の配列は、垂直に近い角度をもつ構造やドーム状構造を示している。さらに、この玄武岩は周囲の時張山層の安山岩を高角で切っていると判断されることから、岩茎状の形態をしていると考えられている (落合, 2001)。

また郡川北岸では自破砕した玄武岩から、安山岩と玄武岩の円礫を含むスコリアへと側方方向で漸移している。

上下層との関係：模式露頭周辺では岩茎として分布するが、郡川北側ではスコリアが時張山層を不整合に覆う。本地域北方の山田地区においては、郡層の粗粒成層凝灰岩に整合に覆われる。

3) 粗粒成層凝灰岩 I 層

模式露頭：小路から林道大深山線を南方へ約 600 m 入った林道沿い。

分布：調査地域北部にのみ分布する。

層厚：50 m。

岩相：黒雲母を多く含み、粗粒で、級化した凝灰岩を主体として、部分的に垂円~円礫からなる細礫岩や泥岩の薄層を挟む。泥岩中には植物片の濃集する部分も見られる。一般に、凝灰岩は平行葉理をもつ。

産出化石：本層に挟在する泥岩ないし泥質凝灰岩の薄層から植物化石が産出するが、保存状態が悪く、種の同定はできない。

上下層との関係：一般に本層は下位の時張山層を不整合に覆うが、調査地域北部では下位の礫岩と漸移的關係にある。

4) 塊状凝灰岩層

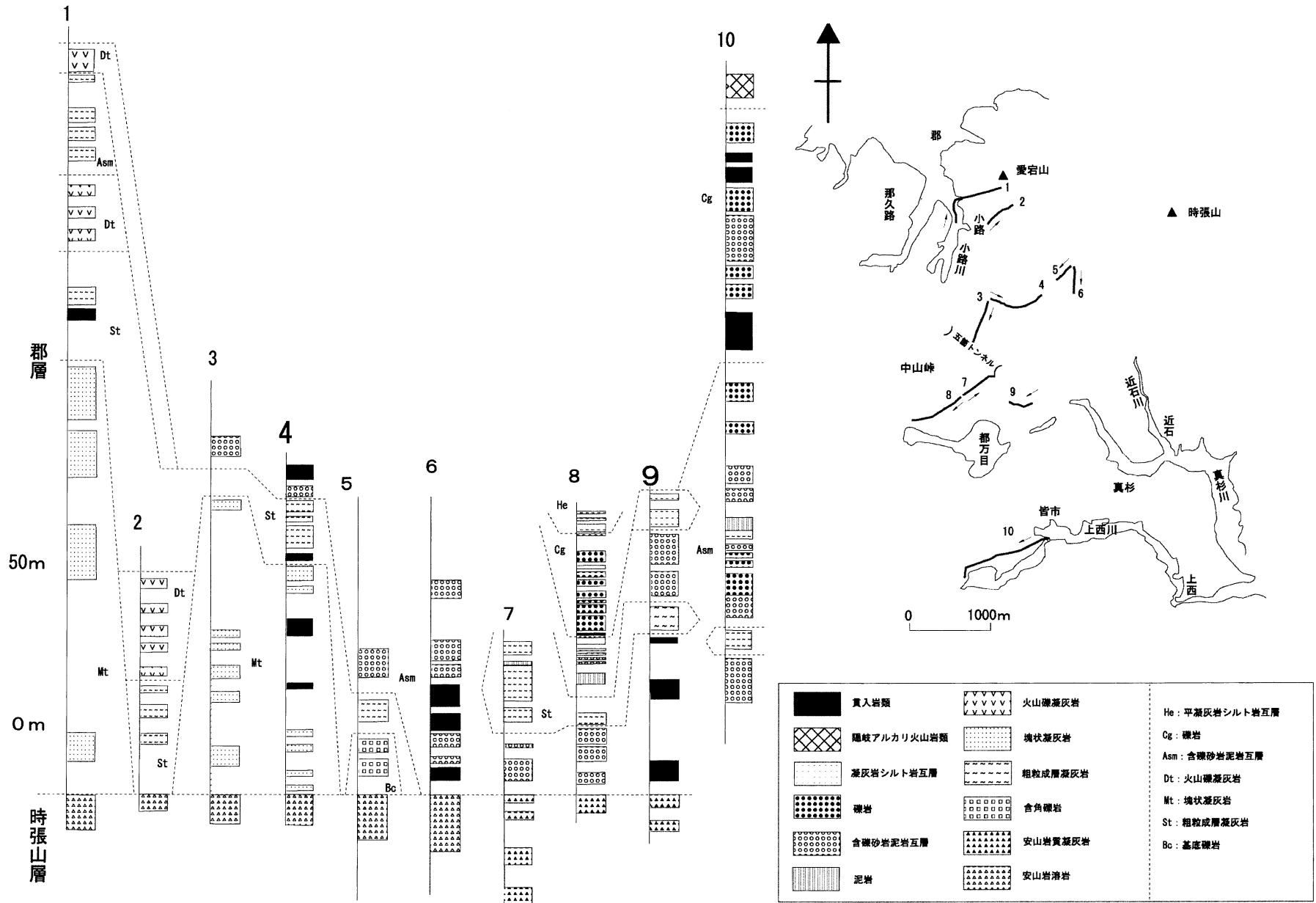
模式露頭：五箇村小路の国道 485 号線沿い採石場跡。

分布：中山峠以北にのみ分布し、東方に収斂する。本部層は北北東-南南西の軸をもつ緩い背斜構造を示し、その軸部に時張山層の安山岩溶岩が露出する。

層厚：最大 100 m。

岩相：白色から青灰色を呈し、均質なデイサイト質細粒凝灰岩からなり、自形の黒雲母を大量に含むことが特徴である。しかし、黒雲母の含有量は場所によって大きく変化している。本部層分布域北部では、本部層の上部の一部はやや粗粒な凝灰岩からなる。この粗粒凝灰岩は、径 1~2 mm 程度の細礫、黒色泥岩の岩片あるいは軽石片を含んでいる。このような粗粒物質を含む部分では、不明瞭な平行葉理が発達したり、わずかではあるが植物片が含まれたりする。

産出化石：ごく少量だが植物化石片を産出する。



第4図 ルート柱状図及びルート位置図

上下層との関係：下位の粗粒成層凝灰岩Ⅰを整合関係に覆い、上位の粗粒成層凝灰岩Ⅱに整合に覆われる。

その他：模式露頭の凝灰岩について FT 年代値 18.7 Ma が報告されている (木村・辻, 1992)。

5) 粗粒成層凝灰岩Ⅱ層

模式露頭：五箇村那久路の溜池付近。

分布：中山峠北側で国道 485 号線東側の山地。

層厚：分布域中央部において最も厚くなり、150 m 以上の厚さを有する。

岩相：黒雲母を多く含み、級化した粗粒凝灰岩を主体とし、部分的に亜円～円礫からなる細礫岩あるいは泥岩の薄層を挟む。一般に明瞭な平行ラミナが発達する。泥質な部分には植物片が濃集している場合が多い。

産出化石：種は同定できないが、植物片を産出する。

上下層との関係：五箇村小路付近では下位の塊状凝灰岩を整合に覆い、郡川上流では時張山層を不整合に覆う。上位の含礫砂岩泥岩互層には整合に覆われる。

6) 火山礫凝灰岩層

模式露頭：調査地域北部の愛宕山山頂から南方に約 100 m 離れた尾根周辺。

分布：調査地域北部の愛宕山周辺の尾根部のみに分布。

層厚：最大 40 m。

岩相：粗粒のデイサイト質凝灰岩を基質として、主に安山岩、流紋岩、デイサイトの角礫からなる淘汰の悪い角礫岩。礫径は最大約 80 mm、平均礫径は 10～40 mm。部分的に径 1～3 mm 程度の細礫が濃集する。

上下層との関係：下位の粗粒成層凝灰岩Ⅰとは漸移関係にある。上位層との関係は不明。

その他：本地域南東約 5 km の飯田川沿いに分布する流紋岩質火山礫凝灰岩は本層に対比され、その FT 年代値 21.7 ± 1.0 Ma が報告されている (山崎・雁沢, 1989)。

7) 含礫砂岩泥岩互層

模式露頭：中山峠から林道大時一の坂線を東方に約 500 m 進んだ地点の道路法面。

分布：調査地西部から南西部にかけての広い地域と中山峠から東～北東方向に延びる尾根部に分布する。

層厚：100 m 以上。

岩相：細～中礫を含む凝灰質砂岩層ないし細礫岩層を主体として、泥岩層を頻繁に挟み、しばしば互層をなす。泥岩層の多くは植物片を含んでおり、模式露頭の林道沿いでは泥炭層ないしは炭質物濃集層が頻繁にみられる。一部には下位の塊状凝灰岩に類似した細粒凝灰岩層を伴う。

凝灰質含礫砂岩と細礫岩に含まれる礫は円～亜円礫で、平板状の礫も多く含まれ、礫のインプリケーションがみられる場合もあり、それらは北北東方向への流れを示す。凝灰質砂岩中に径 100～50 mm 程度の平板状の礫が配列した葉理がみられる場合もある。

本地域中央の中山峠付近では砂岩と礫岩が卓越し、それらには 1 m 程度の単位で顕著な上方細粒化がみられる場合も多く、平行葉理、斜交葉理、トラフ型斜交葉理、チャンネル構造など一連の河川成堆積構造が発達している。しかし、中山



第 5 図 林道大時一の坂線工事現場の露頭でみられる含礫砂岩泥岩互層中のスランブ構造。写真中央の黒色の泥岩の C/N 比は海成層を示す。

峠から北東に向かうにつれて、次第に泥岩層を多く挟むようになり、模式地の砂岩泥岩互層に漸移している。模式地からさらに 2.5 km 北東に進んだ地点の林道法面上には、厚さ約 2 m のスランブ構造 (第 5 図) が互層中に発達する。このスランブ構造は北北東方向への迂りを示す。

産出化石：植物片、炭質物を頻繁に挟む。安野 (2000) は本調査地域北方の五箇村一宮地区の同層準から、コイ科魚類の咽頭歯化石と阿仁合型植物化石群に対比される植物化石の産出を報告している。前述のスランブ構造の露頭の西側約 300 m の林道法面では径 1 cm 程度の砂管が細粒凝灰岩中にみられる。

上下層との関係：下位の粗粒成層凝灰岩を整合に覆う。時張山周辺と調査地南部では、本部層は直接時張山層を不整合に覆っており、一部では高角不整合面をもって時張山層にアバットしている。

本部層は上位の礫岩部層には漸移する。さらに、南部の皆市周辺においては上位の平互層と指交関係にある。

8) 礫岩層

模式露頭：中山峠から西方へ延びる林道横尾北山線沿い。

分布：本地域西部から南部にかけて。

層厚：150 m 以上。

岩相：主に安山岩、流紋岩、デイサイト、安山岩質凝灰岩の円礫からなり、大～中礫大の礫が多い。平行葉理や斜交葉理が発達した凝灰質砂岩～凝灰質細礫岩層を頻繁に挟む。細粒の堆積物が挟まれる部分には黒～暗灰色の泥岩の薄層が伴われる場合もある。層準によっては平板状の礫を含む礫層もあり、多くの場合それらはインプリケーションを示す。

本部層は大津久礫岩層に対比されるが、その模式地は本地域の南西約 5 km の大津久である。模式地周辺の大津久礫岩層では、隠岐片麻岩の円礫が構成礫種の 3 割程度を占めるが、本地域では片麻岩礫は 1 つ確認されたのみである。

産出化石：細粒の堆積層に炭化木片が含まれる。

上下層との関係：下位の含礫砂岩泥岩互層を整合に覆う。

9) 平凝灰岩シルト岩互層 (山崎, 1998)

模式露頭：山崎（1998）による模式地は、本地域南方の下西から平に至る国道485号線沿いの露頭であるが、本地域内では上西周辺に広く露出する。

分布：本地域南部の皆市地区と上西地区、および中山峠南西約1kmの尾根部。

層厚：最大100m、平均50～60m程度。

岩相：本層の下部と上部で岩層は異なる。下部層は粗～中粒の砂質酸性凝灰岩と黒～暗灰色あるいは明灰色の泥岩の互層からなり、前者が優勢である。本層最下部にはしばしば凝灰質細礫岩層や火山礫凝灰岩を挟む。下部から上部に向かって、白色で細～中粒の流紋岩質凝灰岩層が多く、厚くなり、上部は白色の流紋岩質凝灰岩層と黒～暗灰色泥岩の互層からなり、前者が優勢である。一般に、明瞭な平行葉理がよく発達する。

本地域には本層下部が主に分布し、上部は本地域南東の西郷地区と西郷湾東部の飯田地区に分布する。西郷地区では中粒から細粒の砂質凝灰岩が優勢で、明灰色の泥岩の薄層が伴われる。飯田地区においては白色細粒の流紋岩質凝灰岩が特徴的である。

産出化石：皆市南方の下部層からは *Bellamya Kosasana* と淡水生の二枚貝を産出する。本部層の中～上部層準とされる模式地の本層下部から *Viviparus* が報告されているが（大久保，1981），その近くから山崎ほか（1991）は中期中新世中期の *Denticulopsis lauta zone*（Akiba, 1986）に対比される海生珪藻化石群集を報告している。また、本地域西方約6kmの長尾田地区に分布する本層下部の珪藻質シルト岩層から前期中新世後期の *Curcidenticula kanayae zone*（Akiba, 1986）に対比される海生珪藻化石群集が報告されている（横田，1986，山崎，1998）。

上下層との関係：中山峠南西約1kmの尾根部周辺では下位の礫岩を整合に覆っており、皆市地区周辺では含礫砂岩泥岩互層を一部指交関係で覆っている。

上位層とされる久見層歌木泥岩部層とは、平粗面岩の大規模な岩床によって境される場合が多い。

その他：本地域南方、西郷町下西の国道485号線沿いに露出する本層において、デイサイト質凝灰岩のFT年代値16.9 Ma（木村・辻，1992）および細粒酸性凝灰岩軽石密集部の14.6 ± 0.7 Ma（山崎・雁沢，1989）が報告されている。

上述のように、郡層の基底礫岩から平凝灰岩シルト岩互層までの各層はいろいろな層準で指交関係あるいは漸移関係を示している。本地域における各部層の層序関係を第6図に示す。

3. 貫入岩類

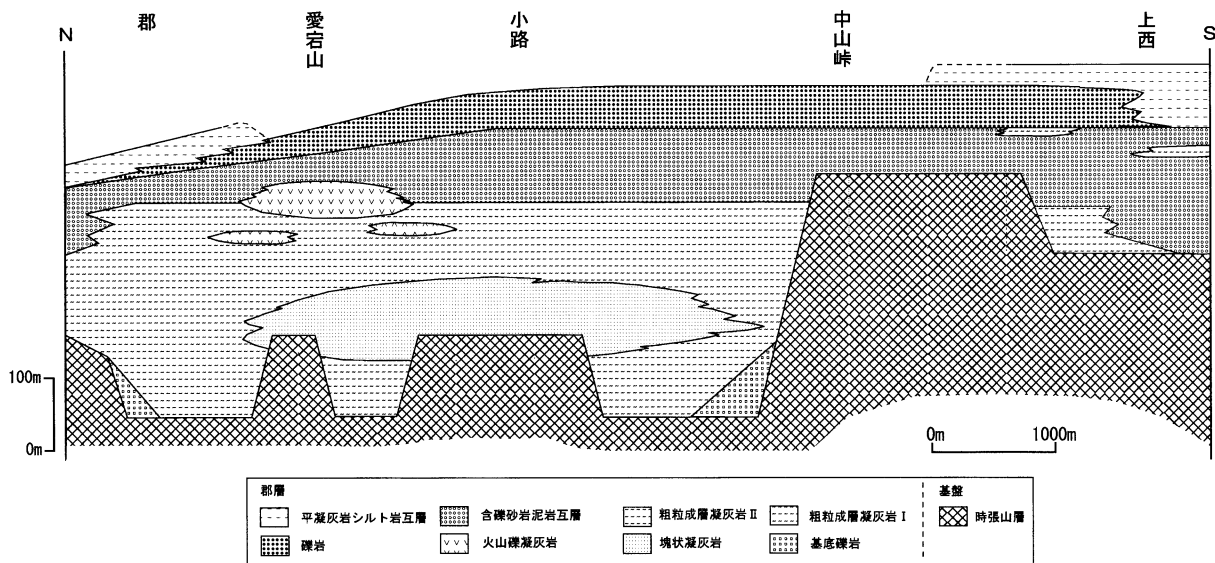
調査地域全域で粗面岩の貫入が認められる。特に中山峠東方の地域、都万目地区、皆市から上西にかけての地域では、粗面岩は大規模な岩床を形成しており、その厚さは中山峠東方で75m、都万目周辺で110m、皆市から上西で200m以上に達する。これらの岩床以外にも粗面岩は小さな岩脈として多数貫入している。これらの粗面岩は、長径10～8mmの斜長石の巨斑晶を含む。この特徴は本地域西方の尾根部に広く分布する粗面岩とは異なる。

本地域ではこの他に流紋岩と玄武岩の貫入が認められる。流紋岩は調査地域全域において小規模の岩脈として貫入しているが、調査地域東方の時張山から西方へ伸びる尾根周辺では中規模の岩床が観察される。

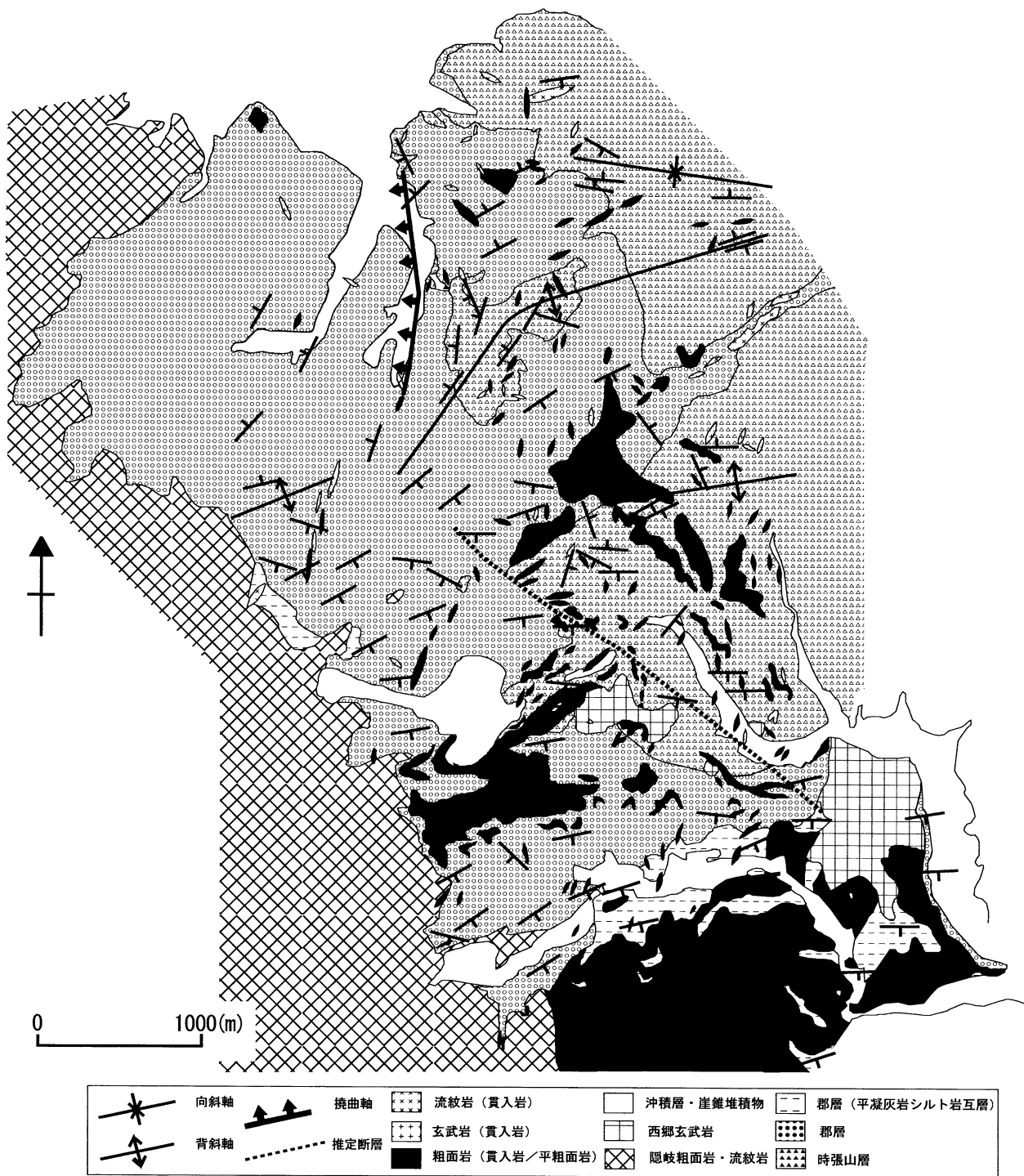
玄武岩は調査地域東方、近石川上流部の時張山層中と、調査地域中央から北西にかけての郡層中に、小規模岩脈として貫入している。これらの玄武岩貫入岩はいずれも郡層玄武岩に類似している。

4. 地質構造

一般に、時張山層は本地域北部では北東-南西の走向をもち、北東-南西ないし北北東-南南西の軸をもつ小規模な背斜と向斜を形成している（第7図）。中部の近石川上流ではN80～50°Wの走向をもち、20～50°の角度で南に傾斜した



第6図 郡層の層序断面図



第7図 地質構造図

同斜構造をなす。しかし、本地域東方約1kmに分布する隠岐変成岩類に近づくに従って、20~40°の南傾斜を示しながら走向を南北性に変化させている。南部の近石川下流より南では、本層はおおよそN80~50°Wの走向をもち、20~50°の角度で南に傾斜した同斜構造をなす。

本地域中央から南部では、郡層から平凝灰岩シルト岩互層までの地層が、時張山層の構造とほぼ調和的に東西性の走向

をもち、10~20°の角度で南に傾斜した同斜構造をなす。

しかし、北部においては、郡層は小路川付近で走行・傾斜を変化させ、それを境にしてその東西両側で異なる構造を形成している(第7図)。すなわち、小路川東岸では郡層は時張山層の背斜構造と調和してその走向傾斜を次第に変化させており、その北側では10~30°の角度で北に傾斜、西側では10~20°の角度で西に傾斜、南側では10~20°の角度で南に

第2表 CHNS 分析値
サンプル採取位置は第2図中に示してある。

番号	層準	分析結果					環境
		N	C	S	C/N	C/S	
1	郡層デイスait質塊状凝灰岩	0.026	1.165	0	44.8077		淡水
2	郡層デイスait質塊状凝灰岩	0.198	8.09	0.169	40.8586	47.8698	淡水
3	郡層含礫凝灰質砂岩互層	0.035	0.581	0.762	16.6	0.76247	海成
4	郡層含礫凝灰質砂岩互層	0.031	0.72	0.282	23.2258	2.55319	海成
5	郡層含礫凝灰質砂岩互層	0.074	1.739	1.275	23.5	1.36392	海成
6	郡層含礫凝灰質砂岩互層	0.034	1.627	0.197	47.8529	8.25888	淡水
7	郡層含礫凝灰質砂岩互層	0.025	0.257	0	10.28		淡水
8	郡層含礫凝灰質砂岩互層	0.028	0.112	0	4		淡水
9	郡層礫岩	0.437	22.088	0.058	50.5675	381	淡水
10	郡層礫岩	0.053	2.034	0	38.3774		淡水
11	郡層礫岩	0.129	7.296	0.155	56.5581	47.071	淡水
12	郡層平シルト岩互層	0.047	0.11	0	2.34043		淡水
13	郡層平シルト岩互層	0.047	0.045	0	0.95745		淡水
14	郡層平シルト岩互層	0.024	0.705	0	29.375		淡水
15	郡層平シルト岩互層	0.054	0.184	0	3.40741		淡水
16	郡層平シルト岩互層	0.051	0.204	0	4		淡水
17	郡層平シルト岩互層	0.033	0.141	0.003	4.27273	47	淡水
18	郡層平シルト岩互層	0.038	0.144	0	3.78947		淡水
19	郡層平シルト岩互層	0.041	0.049	0	1.19512		淡水
20	郡層平シルト岩互層	0.044	0.144	0	3.27273		淡水
21	郡層平シルト岩互層	0.05	0.058	0	1.16		淡水
22	時張山層	0.025	0.196	0	7.84		淡水

傾斜し、全体として半ドーム構造を形成している。

しかし、小路川の西側では、郡層はほぼ北北東-南南西の走向をもち、30~40°の角度で西に傾斜する同斜構造をなす。明らかに小路川を境にして、西側では郡層は東側に比べてやや急傾斜になっている。このような変化は小路川に沿って南北方向に約2km追跡できることから、本層はここを境にして撓曲していると判断される。

5. CHNS 分析値

本地域における海進の時期を調べるため、時張山層、郡層および平凝灰岩シルト岩互層中に挟在する泥岩について、CHNS 分析を行った。分析試料は塊状凝灰岩層(2地点)、含礫砂岩泥岩互層(6地点)、礫岩層(3地点)、平凝灰岩シルト岩互層(10地点)および時張山層(1地点)から採取した(第2図)。全有機炭素量(TOC)と全イオウ含有量(TS)の比から堆積環境を判定する Sampei et al. (1997) の判定基準を用いてこの分析結果(第2表)を検討した。その結果、含礫砂岩泥岩互層の3試料(第2表番号3~5)が海成層と、その他の泥岩はイオウ含有率が著しく低いことから淡水成と判定される。海成層とされたものは、前述の林道大時一の坂線沿いに分布する含礫砂岩泥岩互層中の厚さ約2mのスランブ構造をなす黒色泥岩である。

本地域西方約2kmの五箇村北方で掘られたボーリングのコアを試料として、郡層の泥岩のCHNS分析が行われている。その結果(橋本, 1998 MS)によると、深度501.8~566.3mおよび1188.8~1189.3mの郡層泥岩のC/Sは海の堆積環境を示しており、両者の間の郡層は淡水成とされている。吉谷ほか(1995)による本試錐の層序では、深度20.4mまでは隠岐流紋岩、20.4~45.5mが平凝灰岩シルト岩互層、45.5m以深が郡層とされている。深度45.5~542.4mが玄武岩層、542.4~933.5mが泥岩砂岩互層、933.5~1246mがデイスait質凝灰岩からなる。深度542.4m以深の地層は本論のデイスait質粗粒成層凝灰岩層に対比されるが、本ボーリングの玄武岩層は本地域の玄武岩層よりは上位の層準に対比されている。

考 察

1. 層序

山崎(1984)によって平凝灰岩シルト岩互層が初めて定義されたとき、皆市周辺で本層が大津久礫岩部層と指交していることから、本層は郡層最上部に置かれた。しかし、山崎ほか(1991)は、以下のことを主な根拠にして、本層を久見層最下部に対比し、久見砂岩層と同時異相であると再定義した。

第一に、平凝灰岩シルト岩互層と歌木泥岩層から産出する海生珪藻化石群集がともに *Denticulopsis lauta* zone (Akiba, 1986) に対比される。

第二に、*Denticulopsis lauta* zone の年代範囲は14.9~15.9 Maであり、平凝灰岩シルト岩互層はこの年代範囲の下部に、歌木泥岩層はその上部にそれぞれ対比できる。

第三に、西郷町の八尾川流域で平凝灰岩シルト岩互層は層序的に歌木泥岩層の下位側に分布する。

第四に、最下部の久見砂岩層の年代は16 Maであり、島後北部で本層は歌木泥岩層に整合に覆われている。

さらに、本互層は大津久礫岩部層と指交関係にあることから、郡層と久見層は整合関係にあるとされた。

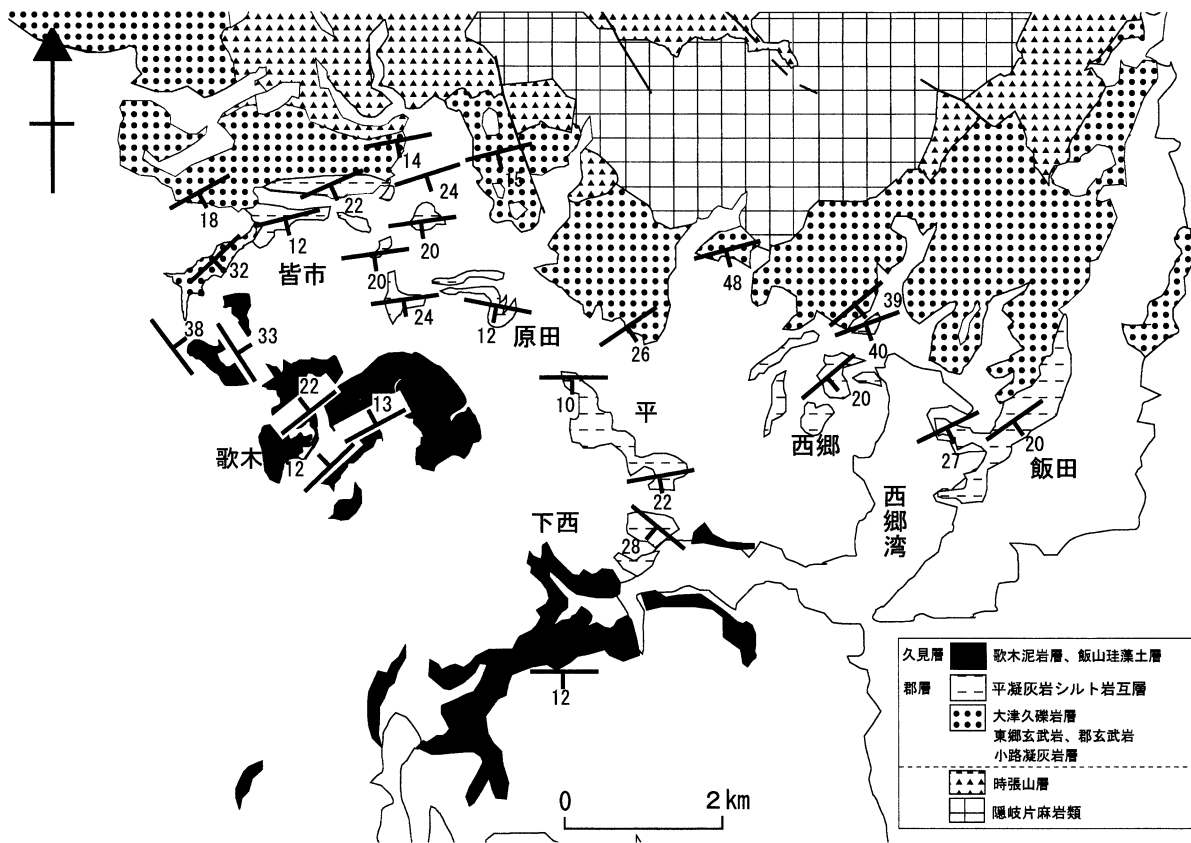
その後、本地域西方の平凝灰岩シルト岩互層から *Curcidentacula kanayae* zone に対比される珪藻化石群集が産出することから、本層の上部のみが久見砂岩層と同時異相であると、山崎(1998)は定義を修正した。

平凝灰岩シルト岩互層が最も広く分布するのは、西郷町皆市地区から下西地区までの南北に細長く伸びた地域と西郷町飯田地区である。前者において、前述のように、平凝灰岩シルト岩互層と下位の礫岩層および含礫砂岩泥岩互層が指交関係にある。他方、本層と上位の久見砂岩層との関係をみると、多くの場合、両層の分布域は互いに離れているが、五箇村北方地区のみで両層が共存する。北方地区の北方神社横の崖は現在コンクリートに覆われているが、かつてこの崖で久見層の砂岩が平凝灰岩シルト岩互層を削り込んでいるのを筆者の一人が観察している。

さらに、平凝灰岩シルト岩互層と歌木泥岩層の分布域をみると、両層が近接して分布するのは前述の皆市、五箇村山田東方および西郷町下西の3地区である。山田東方では新期の堆積物が広く覆うため、両層の露出状況が悪く、詳細な点は不明である。下西地区では、久見層の泥岩が平凝灰岩シルト岩互層の走向傾斜と非調和的に分布し、皆市では、両層の境界部に平粗面岩が大規模に貫入している(第8図)。

上記の構造上の不調和な関係と侵食関係は、平凝灰岩シルト岩互層は久見層に不整合に覆われると判断することが合理的であることを示している。その結果、本層は郡層の最上部に対比される(第1表)。

前述のように、本地域のデイスait質塊状凝灰岩層のFT年代値21.7±1.0 Maと18.7 Maが、さらに、本地域南西約7kmの那久海岸に露出する郡層の玄武岩溶岩について18.0~19.2 MaというK-Ar年代値(Uto, et al., 1994)が報告されている。これらの年代値を参考にすれば、郡層の年代の下限は19~20 Maと推定される。さらに、平凝灰岩シルト岩互層か



第8図 西郷周辺の郡層と久見層の分布図
下西においては、平凝灰岩シルト岩互層の走向傾斜と交叉するように飯山珪藻土層が分布する。

ら *Denticulopsis lauta* zone の珪藻化石群集の産出と FT 年代値 16.9 Ma から、郡層の年代の上限は 16 Ma 程度と考えられる。

2. 堆積環境

郡層から陸成層を示す化石が多産することから、本層はこれまで陸成ないし陸水成とされ(山崎, 1991, 1998, 山内ほか, 1995), 隠岐島後における海成層の出現は、平凝灰岩シルト岩互層以降と考えられてきた。しかし、橋本(1998 MS)と本論によって、郡層含礫砂岩泥岩互層中に海成層が存在することが示された。含礫砂岩泥岩互層の大半が河川成の堆積相を示したり、植物遺体を多産することから、それらは陸水成層であるので、本層の堆積盆は海に極めて近い環境にあり、時おり海水が進入する状況であったと考えられる。

郡層中のスランプ構造と礫のインブリケーションはともに北北東方向へのすべりや流れを示すことから、郡層堆積期には本地域の北方に海域が広がっていたと考えられる。

Kano et al. (2002) はサハリンおよび日本列島の日本海沿岸部において前期中新世の不整合が広く認められ、18~17 Ma に海進が起きたことを指摘している。郡層中の一時的な海進がこの不整合に対応する可能性が考えられる。

3. 構造

本調査地域では、従来指摘されてきた時張山層と郡層を境する北東-南西系の断層群は存在せず、両層は不整合関係で

重なっている。一部においては高角不整合面で両層が接することから、郡層の堆積盆は時張山層の陥没によって形成されたと考えられる。さらに、郡層の構造と分布域は時張山層の構造的起伏によって支配されており、本地域北部の小路付近において特にその傾向が顕著に見られる。

小路付近において、郡層は時張山層を不整合に覆うと同時に、北東-南西の軸をもつ時張山層の背斜を中心にした半ドーム構造をなしている。この半ドーム構造の西側では、郡層は小路川に沿った軸を境にして撓曲し、西方に 30~40° の角度で傾斜する同斜構造をなしている。

小路川の西方約 2 km の五箇村北方地区での掘削深度 1500 m の温泉ボーリング結果から、ここでの郡層の層厚は 1200 m 以上に達することが報告されている(吉谷ほか, 1993)。この結果と地表地質から、吉谷ほか(1995)は本調査地域から西方に向かって本層が著しく層厚を増加させていることを示している。この層厚の増加は、郡層の堆積期に北方地区を中心に激しい沈降が生じたことを示している。この激しい沈降域の縁は、小路川沿いの南北方向の撓曲軸によって示されると考えられる。

五箇トンネル以南においては、八尾川上流域(真杉川)にはほぼ平行し、北西-南東方向の走向を持つ断層が推定された。この断層は時張山層と郡層の両層の分布域の境界部付近に位置することから、両層の堆積盆地を規制している基盤構造を

反映しているものと考え(第6図)。

ま と め

これまで久見層最下部とされてきた平互層は郡層最上部に
対比され、郡層と久見層の関係は不整合である。さらに時張
山層と郡層は北東-南西系の断層群によって境されるとされ
てきたが、それらは存在せず、代わりに南北方向の構造が発
達する。

郡層の堆積盆地は時張山層の陥没によって形成され、その
分布と構造は時張山層の褶曲構造を反映した起伏によって規
制されている。さらに、島後における海成堆積層の形成は久
見層以降とされていたが、郡層堆積時に一時的に海水が進入
したことが示された。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、CHNS分析に際して島根大学地
球資源環境学教室三瓶良和助教授と日浦祐樹氏にご指導、ご
助言を頂いた。島根大学総合理工学研究科河野重範氏と筑波
大学地球科学研究科鶴飼宏明氏は化石を鑑定して下さい。現
地調査に際しては、株式会社コスモ建設コンサルタントの
守岡康一氏と竹内幸恵氏は有用なご助言を下さった。

宿泊に際しては島根大学隠岐臨海実験所の天津浩三教授、
丸山好彦助教授、西崎政則技官に便宜を図って頂いた。上記
の方々 に記して感謝いたします。

引 用 文 献

安達勝彦・小室裕明・村上 久, 1995, 隠岐島後中央部における時
張山層の層序と構造. 島根大学地質学研究報告, no.14, 109-116.
橋本 誠, 1998 MS, 西南日本に分布する中新世前期非海成泥岩の
堆積環境と石油根源岩特性. 島根大学修士論文.

- Kano, K., Yoshikawa, T., Yanagisawa, Y., Ogasawara, K. and Danhara, T. 2002, An conformity in the early Miocene syn-rifting succession, northern Noto Peninsular, Japan: Evidence for short-term uplifting precedent to the rapid opening of the Japan Sea. *Island Arc*, **11**, 170-184.
- 木村勝弘・辻 喜弘(1992) 堆積盆の生成発展過程の研究. 石油開発技術センター年報, 平成4年度, 90-98.
- 大久保雅弘, 1981, 隠岐島後の中新統化石層. 島根大学理学部紀要, no.15, 125-137.
- Okubo, M. and Takayasu, K., 1979, Discovery of Middle Miocene molluscs at Kumi, Dogo, Oki Islands. *Mem. Fac. Sci. Shimane Univ.*, no.13, 121-130.
- Sampei, Y., Matsumoto, E. and Tokuoka, T., 1997, Sulfur and organic carbon relationship in sediments from coastal brackish lakes in the Shimane peninsula district, southwest Japan. *Geochem. J.*, **31**, 245-262.
- 梅原正敏, 1983 MS, 島根県中新世植物化石の研究-特に隠岐島後下部中新統植物化石について-. 島根大学卒業論文.
- Uto, K., Takahashi, E., Nakamura, E. and Kaneoka, E., 1994, Geochronology of the alkali volcanism in Oki-Dogo Island, Southwest Japan: Geochemical evolution of basalts related to the opening of the Japan Sea. *Geochem. J.*, **28**, 179-201.
- 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報, 第47号, 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, 139-144.
- 山内靖喜・村上 久・中山勝博, 1995, 島根県隠岐布施周辺の古第三紀時張山層. 島根大学地質学研報, no.14, 81-88.
- 山崎博史, 1984, 隠岐島後の中新統. 島根大学地質研報, no.3, 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, **97**, 917-930.
- 山崎博史, 1992, 島後層群と南隠岐リッジ. 地質学論集, no.37, 277-293.
- 山崎博史, 1998, 隠岐島後の後期新生代堆積-構造史と日本海南部における地形的・構造的起伏の起源. 広島大学学校教育学部紀要, 第II部, 第20巻, 85-153.
- 山崎博史・下末 恵・高安克巳, 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, no.45, 177-190.
- 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北方地区での試錘コアの記載. 鳥取大学教育学部研究報告(自然科学), no.42, 67-76.
- 吉谷昭彦・壇原 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ュ・トラック年代について. 鳥取大学教育学部研究報告(自然科学), no.44, 91-101.

(受付:2003年10月31日, 受理2003年12月9日)