

論文

島根県浜田市旭町付近に分布する桜江層群

小室 裕明*・松村 大志**・松村明日香***

The Sakuray Group around Asahi, Hamada City, Shimane Prefecture

Hiroaki Komuro*, Taishi Matsumura** and Asuka Matsumura***

Abstract

The Asahi Group (Yamauchi, 1986) consists of felsic crystal tuff, andesite lava and felsic lapilli tuff, and is divided into the Imaichi and Marubara Formations, in ascending order. However, it is assigned to the Nakano Formation of the Sakuray Group in the present study. The collapse structure filled with the Nakano Formation in the studied area forms the southwestern part of Sakuray cauldron. The Marubara Formation of the upper Asahi Group is not the infill associated with an independent cauldron, but is a part of the intracaldera fill of the Sakuray cauldron, even though Yamauchi (1986) inferred overlapping cauldrons of different ages in this area.

Key words: cauldron, caldera, Oligocene, Paleogene

はじめに

山陰地域には古第三紀のコールドロンが線状～雁行状に配列することが知られている(村上, 1973, 1985; 小室, 1999 など)。これらのコールドロンのうちで最大規模の未踏査地域であった桜江コールドロンについては、これまでに東部を松田・小田(1982), 西部を Nakamura(1982), 山内(1986), 北西部～中部を中澤・小室(1996), 入道・小室(1997), 小室・大塚(1999), 中部～南部を青山・小室(2001), 新屋敷ほか(2002), 大町・小室(2003), 日畑ほか(2004)が調査を行っている。また、これらの基礎的な調査をもとに Komuro et al.(2006) は、桜江コールドロンの形成モデルを提案した。

桜江コールドロンを埋積する火山岩・火砕岩類は、桜江層群中野層(松田・小田, 1982)と呼ばれる。一方、山内(1986)は、桜江コールドロン西部の旭町付近に分布する桜江層群相当層を旭層群と命名し、下部の今市累層と上部の丸原累層に区分した。そして、上部の丸原累層は、桜江コールドロンとは別の単独の陥没構造をなしていると考えた。その後、松浦(1989)はジルコンのフィッシュン・トラック ED 2 法による年代測定を行い、旭層群と松田・小田(1982)の桜江層群が同じ年代値を示したことからこれらを一括し、改めて桜江層群を再定義した。また、新屋敷ほか(2002)は、旭層群今市累層を、桜江層群中野層下部の川戸凝灰岩部層と同層準であるとみなした。

このように、桜江層群はこれまでの研究により、層序・構

造ともほぼ明らかになったが、新期の陥没構造とされる丸原累層と下位の桜江層群中野層相当層との関係は詳しい記載がないため、十分に明らかにされたとはいえない。本論文では山内(1986)の研究地域を再調査し、地質図を作成、層序と構造について再検討を行う。

地質概説

調査地域は、桜江コールドロンの南西部にあたる八戸川西岸から浜田市旭町にかけての地域である(第1図)。調査地域に分布する桜江層群は、桜江層群中野層(松田・小田, 1982)に相当する。主に流紋岩質からデイサイト質の火砕岩からなり、数枚の安山岩溶岩を挟む(第2図)。

本地域の桜江層群は、下位から結晶質凝灰岩、安山岩溶岩、火山礫凝灰岩よりなる。これらの桜江層群を、時代未詳火山円礫岩層と鮮新～更新統の江津層群が不整合に覆っている。火山円礫岩層は調査範囲の西部に分布し、江津層群は東西に断片的に分布する。桜江層群には安山岩・流紋岩・ヒン岩・石英斑岩が貫入している。

本調査地域の桜江層群の構造は、南西にとじた半ドーム状構造となっている。調査地域最南部では、桜江層群の安山岩溶岩が基盤の匹見層群と断層で接している。西部では基盤の三郡変成岩類と桜江層群の火山礫凝灰岩が断層で接する。

地質各論

1. 基盤岩類

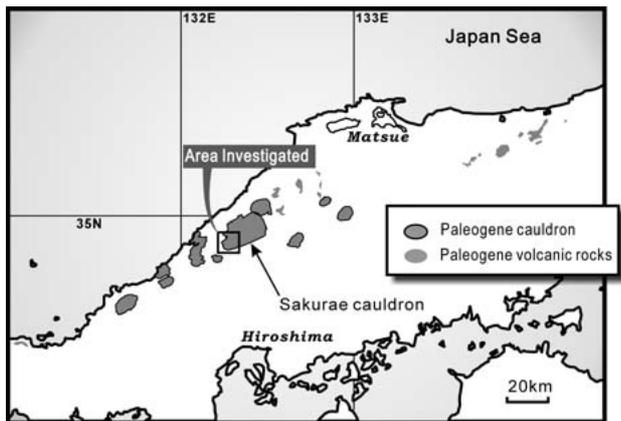
調査地域の南東部～南部にかけて、基盤の匹見層群の結晶質凝灰岩が分布する。また、西部には、基盤の三郡変成岩類の泥質片岩が分布する。

* 島根大学総合理工学部 〒690-8504 松江市西川津町 1060

Geoscience Department, Shimane University, Matsue 690-8504

** 応用地質株式会社東北支社 〒983-0043 仙台市宮城野区萩野町 3-21-2

*** 元島根大学総合理工学部



第1図 位置図.

結晶質凝灰岩は、深緑灰色～黄灰色を呈し、径数 mm の石英・斜長石・黒雲母の結晶片が目立つ珪長質の凝灰岩である。20 mm 以下の亜角礫～亜円礫状の岩片を含む。

鏡下では基質は、再結晶した石英や長石の微小な結晶で埋められている。斑晶には、石英・斜長石・黒雲母・カリ長石

が認められる。斜長石斑晶は 0.2～3 mm の半自形～他形で、破片状のものが多く、石英は 0.5～7 mm の他形で、破片状のものが多く、一部融食形を示すものがある。黒雲母は 0.3～2 mm の自形～半自形であり、緑泥石化しているものもある。カリ長石は 0.3～1 mm の半自形～他形でマイクロクリン双晶を示す。

泥質片岩は、全体に黒色を呈する片理の顕著な結晶片岩である。鏡下では、径 0.1 mm 程度の石英・白雲母が認められる。

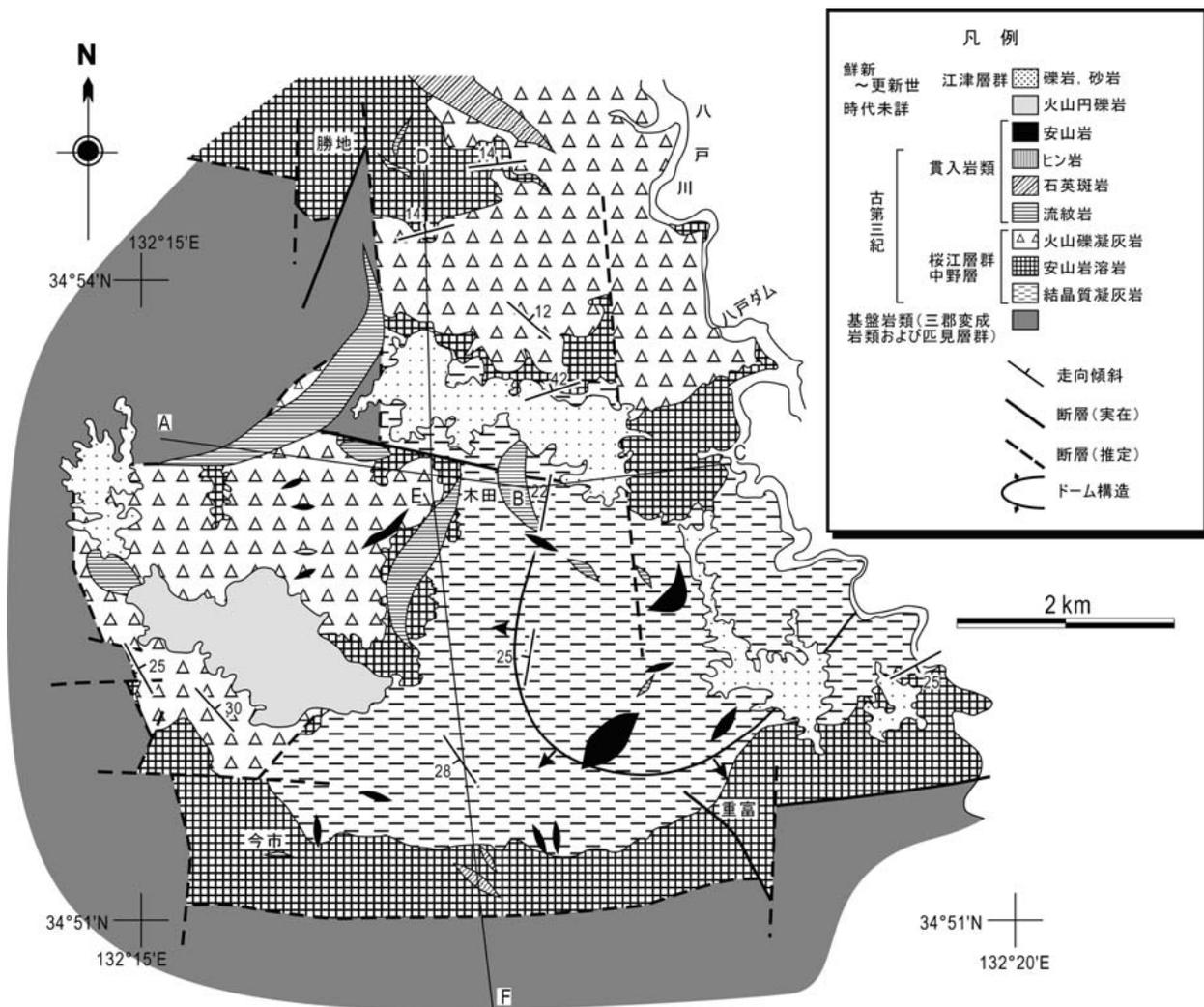
2. 桜江層群中野層

本調査地域に分布する桜江層群は、中野層に相当し、下位より結晶質凝灰岩、安山岩溶岩、火山礫凝灰岩からなる。基盤の三郡変成岩類および匹見層群とは断層関係である。

(1) 結晶質凝灰岩

調査地域中央部～東部に分布する。層厚は 450 m 以上。

全体に青灰色を呈し、8 mm 以下の石英と 4 mm 以下の斜長石の結晶片を多量に含み、また、1～5 mm のフィアメがみられる。場所によっては 6～15 mm 未満の亜角礫～亜円礫



第2図 位置図.

状の岩片を少量含む。礫種は流紋岩が多く、安山岩を少量含む。

場所により岩相の変化がみられ、東部の八戸ダム付近では30 mm以下の亜角礫～亜円礫の岩片を多く含む。木田付近の一部では1～2 mmの黒色のフィアメが顕著にみられ、強溶結～弱溶結しているが、岩片はあまり含まれない。

鏡下では、基質は細粒の火山灰と結晶片からなり、一部に弱いユータキシチック構造がみられる。斑晶には斜長石・石英・少量の黒雲母が認められる。斜長石斑晶は0.1～3 mmの自形～他形で、破片状のものが多く、石英は0.5～3 mmの自形～他形で、破片状のものが多く、一部融食形を示すものがある。黒雲母は0.5～2 mmの自形～半自形であり、緑れん石・緑泥石化しているものもある。

(2) 安山岩溶岩

調査地域南部・中部・北部に分布する。後述する火山礫凝灰岩の上位と下位の2層準にみられ、下位の溶岩は層厚50～300 m、上位の溶岩は層厚150～170 mで、東方に向かって尖滅する。

下位の安山岩溶岩は、肉眼では黒色～紫色を呈し、細粒の石基に1～2 mmの斜長石の斑晶がみられる。結晶質凝灰岩との境界付近では、一部緑色を呈し、細礫状の自破碎構造が認められる。

鏡下では、石基は主に輝石と長石の完晶質であり、ピロタキシチック組織を示す。斑晶は斜長石とごく少量の単斜輝石が認められる。斜長石は0.5～2 mmの自形～半自形でアルバイト双晶や累帯構造を示す。単斜輝石は0.5 mm以下で自形～他形である。自破碎構造を示す部分の安山岩の石基はピロタキシチック組織を示すが、斑晶はほとんど認められず、自破碎の岩片ごとに流れの方向がまちまちである。調査地域東部の旭峽付近の安山岩は強い変質を受け、径0.5～1 mmの斜長石や2～10 mmの気泡を埋めた緑泥石・緑レン石・方解石からなるアミグデュールがみられる。

上位の安山岩は、淡黒褐色を呈し、径3～20 mmの角礫状に破碎された自破碎構造を呈する。個々の礫には流理が見られるものがある。石基は細粒で、斑晶は観察されない。鏡下では、石基はピロタキシチック組織を示し、流動方向が確認できる。

(3) 火山礫凝灰岩

調査地域西部と北部に分布する。層厚は150～430 mである。

淡褐色～灰褐色の火山礫凝灰岩で、石英・斜長石・黒雲母・角閃石の結晶片および火山岩片がみられる。長さ4 mm以下、厚さ1 mm以下の黒色～灰色のフィアメが多数確認でき、中には長さ15 mm厚さ3 mmのフィアメもある。火山岩片は、数mm～30 mmの亜角礫～亜円礫状のデイスイトが多く、安山岩や流紋岩を少量含む。まれに60 mm以上の岩片を含むこともある。南西部よりも北部の方が、比較的岩片が少なく、フィアメが多くて溶結の程度が高い傾向にある。

鏡下では、基質は細粒の結晶片が散在するガラス質基質からなる。一部にユータキシチック構造がみられる。斑晶には、斜長石・石英・少量の黒雲母が認められる。1 mm以上の斑

晶の多くは自形であり、1 mm以下の結晶片はほとんどが破片状である。石英には一部融食形を示すものがある。黒雲母は0.5～2 mmの自形～半自形であり、縁部はほとんど緑泥石化している。

3. 時代未詳火山円礫岩層

調査地域の西部、旭町丸原付近に分布する。桜江層群を不整合に覆い、層厚は50 m以上である。

礫種は、風化した火成岩で、赤色・褐色・紫色・白色などを呈するが、完全に泥質化しており、原岩を特定することはできない。

径数cm～数10 cmの淘汰の悪い円礫で構成される。西側では比較的大きな10～数10 cmの亜円礫～円礫の礫がみられ、その間を径数cmの礫が埋めている。どちらも礫種は同じと判断され、全体にマトリクスが少なく、礫支持である。東側では比較的小さな数cm～10 cmの礫がみられ、こちらは礫の間を砂または火山灰が埋める基質支持であり、礫種は西側同様である。

4. 江津層群

調査地域の東部に2ヶ所分布する。どちらも山頂に分布し平坦面を形成している。厚さは35 m以上。

径1 cm～数cmの亜円礫がみられる。礫種は褐色～紫色を示すが、泥質化しており原岩の特定はできない。礫の間を砂や泥が埋めており、基質支持である。

5. 貫入岩類

(1) 流紋岩

主として調査地域南部に貫入している。

肉眼で白色を呈する。1.5 mm以下の石英と斜長石の斑晶がみられる。鏡下で石基は隱微晶質である。斑晶として少量の石英・斜長石・黒雲母が認められる。石英は0.8～1 mmの半自形～他形である。斜長石は0.5～1 mmの半自形～他形である。黒雲母は0.8 mmの自形であり、緑泥石化している。

(2) 安山岩

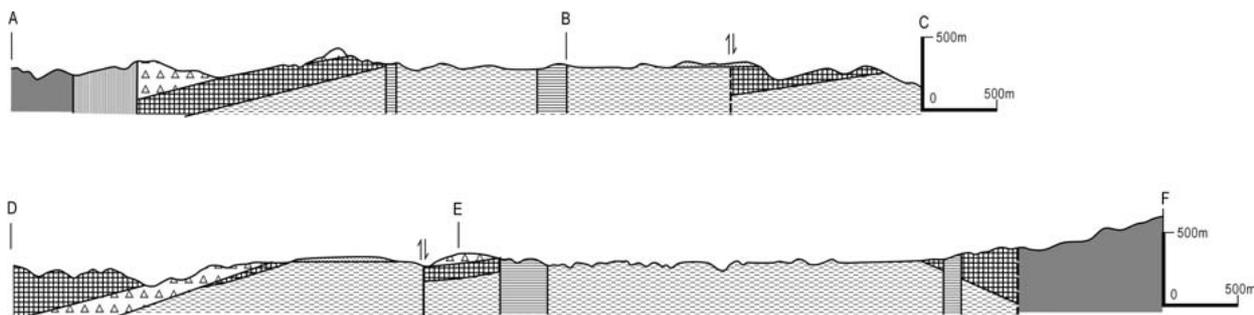
調査地域全体に散らばって貫入している。東部の1ヶ所を除き、非常に風化が進んでおり、特に南部は紫色～赤色の泥状となっている。安山岩溶岩より粗粒だが、斜長石の斑晶は肉眼では確認できない。

鏡下では、石基は主に輝石と斜長石からなる完晶質であり、流動方向を示さない。斑晶は斜長石・単斜輝石・少量のカンラン石が認められる。斜長石は0.1～0.5 mmで短冊状である。単斜輝石は0.5～3 mmで自形～他形である。カンラン石は0.3～1 mmで半自形～他形でサメ肌状である。又、短冊状の斜長石が単斜輝石・カンラン石の中に取り込まれているオフィチック組織がみられる。

(3) ヒン岩

調査地域北部から中西部、南部にかけて貫入している。

北部に分布するものは肉眼で暗灰色を呈する。2～3 mmの自形～半自形の斜長石斑晶がみられる。鏡下で石基は隱微晶質である。斑晶として斜長石・カリ長石が認められる。斜長



第3図 地質断面図 (凡例は第2図と同じ)。

石は径0.7~5 mmの半自形~他形で、アルバイト双晶・累帯構造を示す。カリ長石は0.5~1 mmの半自形であり、一部緑泥石化している。

中西部に分布するものは、肉眼で青灰色~青緑色を呈する。6 mm以下の自形~半自形の斜長石が顕著にみられる。鏡下で石基は隠微晶質である。斑晶として斜長石・角閃石・斜方輝石が認められる。斜長石は1 mm~5 mmの自形~他形であり、アルバイト双晶・累帯構造を示す。角閃石は1 mmで半自形である。斜方輝石は1 mmで半自形である。

南西部に分布するものは肉眼で濃灰色を呈する。4 mm以下の自形~半自形の斜長石と赤く風化した石英がみられる。鏡下で石基は隠微晶質である。斑晶として斜長石・黒雲母が認められる。斜長石は1~4 mmの自形~半自形で集斑状である。0.5 mm以下の半自形の黒雲母は緑泥石化している。

(4) 石英斑岩

調査地域北部に比較的大きな岩体が、南部に小岩体が貫入している。淡褐色を示し、石英・斜長石・黒雲母の斑晶が確認できる。

鏡下で基質は石英・長石類で構成される完晶質で、斑晶は斜長石・石英・少量の黒雲母が認められる。斜長石は0.5~4 mmの自形~他形で自形のものが多く、アルバイト双晶や累帯構造を示す。石英は0.5~4 mmの自形~半自形で一部融食形を示すものがある。黒雲母は0.3~2 mmの自形~他形であり、緑泥石化しているものもある。

6. 地質構造

本地域の地質構造は、南東部に中心をもつ緩い半ドーム構造で特徴づけられる。この構造により、中部の木田付近に分布する安山岩溶岩と、南部の今市~重富にかけて分布する安山岩溶岩は同層準となる(第2, 3図)。木田より北方では、緩く北に傾斜する同斜構造を示すので、北部の勝地付近に分布する安山岩溶岩は、重富や木田の安山岩溶岩よりも上位の溶岩層と判断される。

基盤岩類と桜江層群との断層関係が確認できる露頭は多くはないが、北部の勝地では、八戸川の河床に基盤の三郡変成岩と桜江層群の安山岩溶岩が接している断層が確認できる(第4図)。破碎帯は、幅約1 m、結晶片岩と安山岩の断層角礫からなり、最大径約50 cmのブロックを含む。破碎帯のマトリクスは、未固結の粘土状である。また、中部の木田付近

では、転石ではあるが結晶質凝灰岩のカクレーサイトを発見した。

旭層群と桜江層群の関係

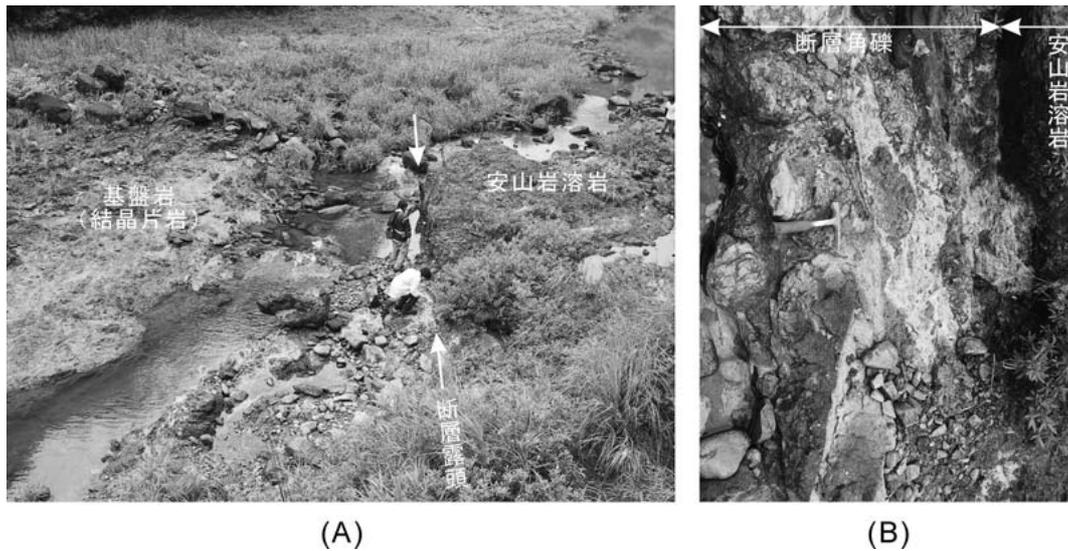
山内(1986)は、本地域の桜江層群相当層を旭層群と命名し、下部の今市累層と上部の丸原累層に区分した。今市累層はさらに、下位より重富安山岩類、戸川流紋デイサイト質凝灰岩類に細分され、丸原累層は、下位より木田安山岩類、御神本火山垂円礫岩、山之内デイサイト質凝灰岩類、下田谷流紋岩に区分された(第5図)。そして、丸原累層と下位の今市累層との関係は、高角不整合面または断層関係とされ、丸原累層は、今市累層とは独立した新規の陥没構造を埋積したとみなされた。

このうち今市累層は、桜江コールドロン埋積層と判断されるので(新屋敷ほか, 2002)、丸原累層の埋積したコールドロンは、桜江コールドロンより新期の、たとえば川内コールドロンなどに相当することになる(Komuro et al., 2006)。

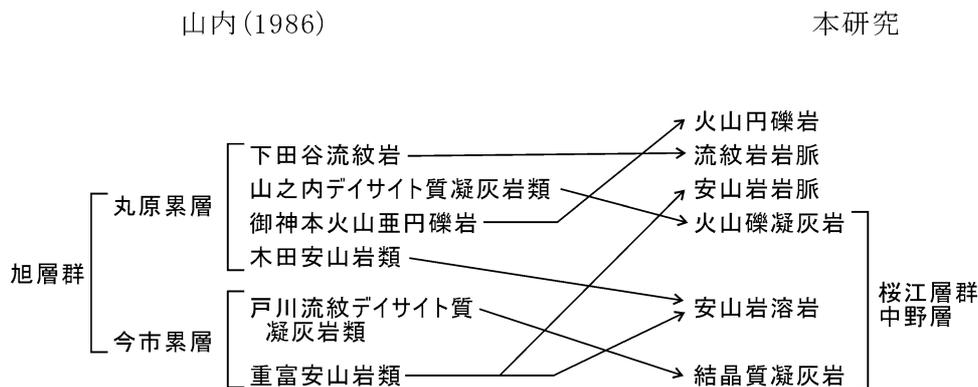
山内(1986)が重富安山岩類としたもののうち、東部地域にNE-SW方向に細長く分布する安山岩は、以下の理由で溶岩ではなく岩脈と判断される。すなわち、分布が桜江層群中野層の一般走向を切っており、個々の安山岩の露頭の間には結晶質凝灰岩の露頭が確認される。これらのことから、この安山岩は溶岩層として連続しないと考えられる。また薄片観察では、この地域の安山岩には貫入岩に特徴的なオフィティック組織が認められた。

つぎに、丸原累層木田安山岩類(山内1986)と命名された安山岩は、下位層にアバットする不整合関係とされていたが、下位の結晶質凝灰岩とは調和的な構造を示し、境界部に高角アバット不整合面はみられない。また、層序的に木田安山岩類が下位の結晶質凝灰岩を削り込んでいる関係は認められない。したがって木田安山岩類とされた安山岩溶岩は、結晶質凝灰岩の上位に位置する南部の安山岩溶岩と同層準であると考えられる。

本研究で記載した火山礫凝灰岩は、山内(1986)の山ノ内デイサイト質凝灰岩類に相当する。山内(1986)では、木田安山岩類とともに丸原累層に含まれているが、上述のように結晶質凝灰岩と安山岩溶岩は整合的に接しており、火山礫凝灰岩はこれらの層に調和的に分布しているため、結晶質凝



第4図 (A) 基盤の三郡変成岩と桜江層群の安山岩溶岩が断層で接している露頭(江津市桜江町勝地). (B) 断層破碎帯のクローズアップ. 未固結粘土質のマトリクスに結晶片岩および安山岩の細礫~径 50 cm のブロックを含む断層角礫からなる.



第5図 山内(1986)と本研究との地層区分対照関係.

灰岩から火山礫凝灰岩までが一連に整合的に重なっていると考えられる。

また、火山円礫岩は、山内(1986)では御神本火山垂円礫岩とされ、丸原累層の一部と考えられたが、結晶質凝灰岩・安山岩溶岩・火山礫凝灰岩などの異なった層準を不整合で覆っており、明らかに桜江層群堆積後の礫岩層なので、桜江層群に含めることはできない。桜江層群より新しく、巨礫を含む不淘汰な礫岩ということで、中新統備北層群などの可能性も考えられるが、ひどく風化しているため岩相の識別も困難で、現段階では時代の特定はむずかしい。

なお、山内(1986)の丸原累層に区分される下田流紋岩は、結晶質凝灰岩・安山岩溶岩・火山礫凝灰岩の3層準に接し、構造を切って分布しているため、溶岩ではなく貫入岩と解釈した。

以上のことから丸原累層は、今市累層(山内1986)または桜江層群中野層川戸凝灰岩部層(新屋敷ほか2002)に含まれることになる。したがって旭層群は、御神本火山垂円礫岩を除いた大部分が桜江層群中野層相当層となる(第5図)。

ま と め

- (1) 本調査地域は桜江コールドロンの南西部に位置し、基盤と断層で接する陥没構造をなしている。
- (2) 山内(1986)の旭層群は、大部分が桜江層群中野層に相当する。
- (3) 本地域の構造は、全体に南西に閉じた単純な半ドーム状構造を形成していると推測される。
- (4) 桜江コールドロンより新期のコールドロンは、この地域には認められない。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、島根大学総合理工学部地球資源環境学教室の澤田順弘教授には顕微鏡観察についてご指導いただいた。地球物質システム学講座の皆様には、層序・構造・岩相について討論していただいた。桜江町大貫の野坂彰一氏御一家と中村久左衛門氏御一家には、調査中の宿泊の便宜を

はかっていた。いた。

以上の方々に厚くお礼申し上げます。

文 献

- 青山美樹・小室裕明, 2001, 鳥根県桜江町から石見町にかけて分布する桜江層群の層序と構造. 鳥根大学地球資源環境学研究報告, **20**, 109-115.
- 新屋敷太平・青山美樹・小室裕明, 2002, 鳥根県桜江町千丈溪周辺に分布する桜江層群. 鳥大地球資源環境学研報, no.21, 1-7.
- 日畑美香・大谷隆晃・小室裕明, 2004, 古第三紀桜江コールドロン南縁部の地質構造. 鳥根大学地球資源環境学研究報告, no.23, 49-53.
- 小室裕明, 1999, 背弧形成初期の応力場—古第三紀の西南日本内帯. 月刊地球, 21, 1-5.
- 小室裕明・大塚牧子, 1999, 鳥根県江津市～桜江町にかけて分布する桜江層群の地質構造. 鳥根大学地球資源環境学研報, no.18, 85-89.
- Komuro, H., Aoyama, M. and Arayashiki, T., 2006, Collapse mechanism of the Paleogene Sakurajae cauldron, SW Japan. *Bull. Volcanol.*, **68**, 631-640.
- 松田高明・小田基明, 1982, 鳥根県川本町周辺の白亜紀～古第三紀火成岩類の地質. 地質雑, **88**, 31-42.
- 松浦浩久, 1989, 山陰地方中部に分布する白亜紀後期—古第三紀火成岩類の区分と放射年代. 地調月報, **40**, 479-495.
- 村上允英, 1973, 古第三紀田万川陥没体の形成機構に関する一考察. 地質論集, no.9, 93-105.
- 村上允英, 1985, 中国地方西部における中生代後期～古第三紀火成活動史. 地質雑, **91**, 723-742.
- Nakamura, E., 1982, A new finding of alkaline rocks in the Paleogene Tertiary of the inner side of Southwest Japan and its geological significances. *Bull. Hiruzen Res. Inst.*, **7**, 1-10.
- 中澤浩一・小室裕明, 1996, 鳥根県桜江町北西部に分布する漸新統桜江層群. 鳥大地球資源環境学研報, no.15, 147-152.
- 入道紀予・小室裕明, 1997, 鳥根県桜江町東部に分布する桜江層群の地質構造. 鳥大地球資源環境学研報, no.16, 47-53.
- 大町聖子・小室裕明, 2003, 鳥根県桜江町八戸川流域に分布する漸新統桜江層群. 鳥根大学地球資源環境学研究報告, **22**, 81-85.
- 山内祐二, 1986, 旭陥没体. 山口大教養紀要「村上教授記念号」, 310-313.

(受付：2007年9月28日, 受理：2007年11月26日)