

岡山県北西部, 白亜紀新見コールドロン

Cretaceous Niimi Cauldron in the northwestern part of Okayama Prefecture, Southwest Japan

佐藤英一*

今岡照喜**

板谷徹丸***

*Eiichi Satoh**

*Teruyoshi Imaoka***

*Tetsumaru Itaya****

1998年10月26日受付.

1999年3月27日受理.

* 財団法人ダム技術センター.

Japan Dam Engineering Center, Masonic 39
Mori Bldg. Azabudai, 2-4-5 Minato-ku,
Tokyo 106-0041, Japan.

** 山口大学理学部地球科学教室.

Department of Earth Science, Faculty of
Science, Yamaguchi University, 1677-1
Yoshida, Yamaguchi 753-8512, Japan

*** 岡山理科大学自然科学研究所.

Research Institute of Natural Sciences,
Okayama University of Science, 1-1 Ridai-
cho, Okayama 700-0005, Japan

Abstract

Upper Cretaceous felsic and intermediate volcanic rocks are widely distributed in the Niimi area of Okayama Prefecture, where a cauldron named the Niimi cauldron has been recognized. The cauldron has an elliptical shape with a long diameter of 20 km and a short one of 9 km and has been filled with the Niimi volcanic rocks. The Niimi volcanic sequence is divided into four units, the Akataki-yama rhyolites (lower), Takao andesites, Oodawa dacites and Kumatani rhyolites (upper). The felsic and intermediate dike rocks have intruded into the volcanic sequence and along the boundary faults between the Niimi volcanic rocks and basements. The volcanic sequence has also been intruded by the granophyre - diorite-porphyrates giving the K-Ar hornblende age of 65.6 ± 3.4 Ma and the Tottori granite (59-64Ma). The Niimi volcanic sequence shows a basin structure with a local doming in central part of the sequence. This suggests that the cauldron was formed by a pyroclastic flow eruption and the subsequent depression, and then by intrusion of rhyolitic lava dome making a resurgent doming.

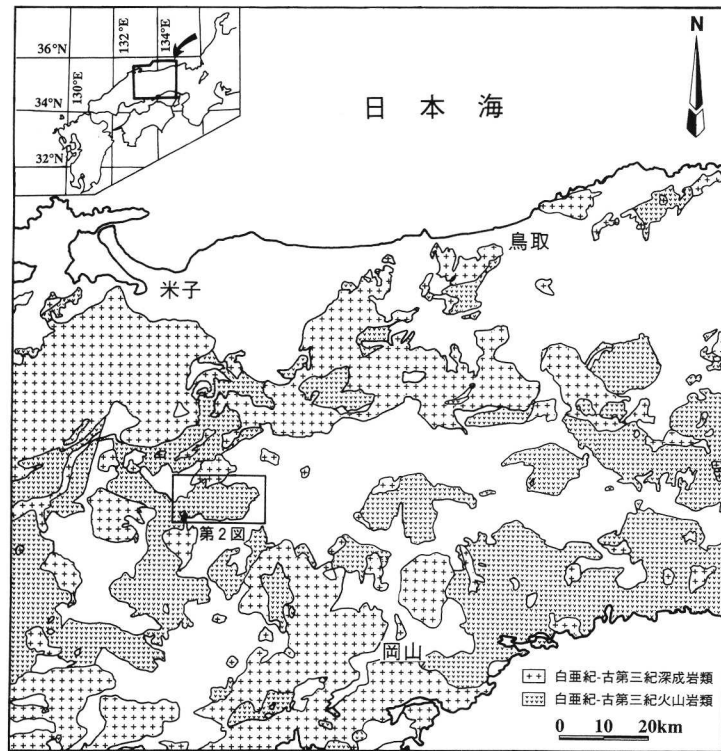
Key words: Cretaceous, cauldron, Valles-type caldera, volcanic rock, fault, Japan

はじめに

西南日本内帯には、白亜紀の大規模な珪長質火砕岩類や同一マグマ起源のバソリス群が広く分布している。この大規模珪長質火砕岩の噴出に関連して、巨大なコールドロン、例えば、山口県西部の桜山コールドロン(中島・今岡, 1995)、山口県中央部の佐々並^{ささなみ}コールドロン(井川・今岡, 1998)、西中国脊梁山地の匹見コールドロン(あるいは匹見グラベン, 今岡・村上, 1986)、神戸市北方の佐曾利コールドロン(尾崎・松浦, 1988)、琵琶湖南部の湖東コールドロン(沢田・板谷, 1993; 沢田ほか, 1994)、濃飛流紋岩中のコールドロン群(山田, 1989; Koido, 1991)などが形成されている。このようなコールドロンの形成は、地殻浅所におけるマグマ溜りの存在を意味することが実証されている(Smith and Bailey, 1968; Lipman, 1984, 1997; Takahashi, 1986; 吉田ほか, 1993)。大規模な珪長質マグマ溜まりは地殻歪速度の小さい場所で生じやすく(高橋, 1995)、またカルデラ群は小さい応力場で形成されやすいと考えられる(天野・佐藤, 1989)ので、カルデラ構造の認定はその形成時のテクトニクスを明らかにする上でも重要である。

岡山県北西部の新見市周辺地域には中・古生界を基盤とし

て、白亜紀火山岩類がほぼ楕円状に分布している(第1図)。本地域の白亜紀火山岩類については、10万分の1岡山県地質図(光野・杉田, 1979)や20万分の1地質図幅「高梁」(寺岡ほか, 1996)のほかに、「上石見」図幅(服部, 1978)で本地域西端部の地質について報告されているにすぎず、層序・構造の詳細は不明であった。筆者らは、これらの火山岩類を新見火山岩類と命名するとともに、表題地域を含む岡山県北部に分布する火山岩類の予察的な野外調査や重力異常のデータなどの検討結果に基づき、新たな火山性陥没構造をいくつか推定した(佐藤・今岡, 1991, 1992)。しかし個々の岩体についての詳細は不明のままに残されていた。また表題地域には新見火山岩類を貫き、暁新世前期の鳥取花崗岩に貫かれる閃緑斑岩や文象斑岩あるいはそれらの混成岩(服部, 1978)が知られているが、その活動年代や地質学的位置づけについては明らかでない。そこでこの小論においては新見地域の火成岩類の層序・構造および時代未詳の閃緑斑岩についてのK-Ar年代測定結果について報告するとともに本地域の火成活動史と陥没構造の形成過程について考察する。なお、本論文では「コールドロン」の用語は、Smith and Bailey(1968)の定義に従い、形態、規模、侵食レベルに関わりなく、全ての火山性陥没体に対して用いるものとする。



第1図. 中国地方東部における白亜紀～古第三紀火成岩類のコンパイルマップおよび調査位置図 (地質調査所, 1992を簡略化).

地質概略

岡山県北西部の新見市を中心とした地域 (第1図) には、中・古生界を基盤として白亜紀火山岩類が広域に分布している。基盤岩類は、秋吉帯の前期石炭紀～中期ペルム紀阿哲石灰岩、石炭紀～ペルム紀の珪質・陸源性碎屑岩類、トリアス紀成羽層群相当層、三郡-蓮華帯の結晶片岩や変斑れい岩、変輝緑岩などを含む蛇紋岩メランジュ、および周防帯の結晶片岩が分布している (Naka, 1995)。

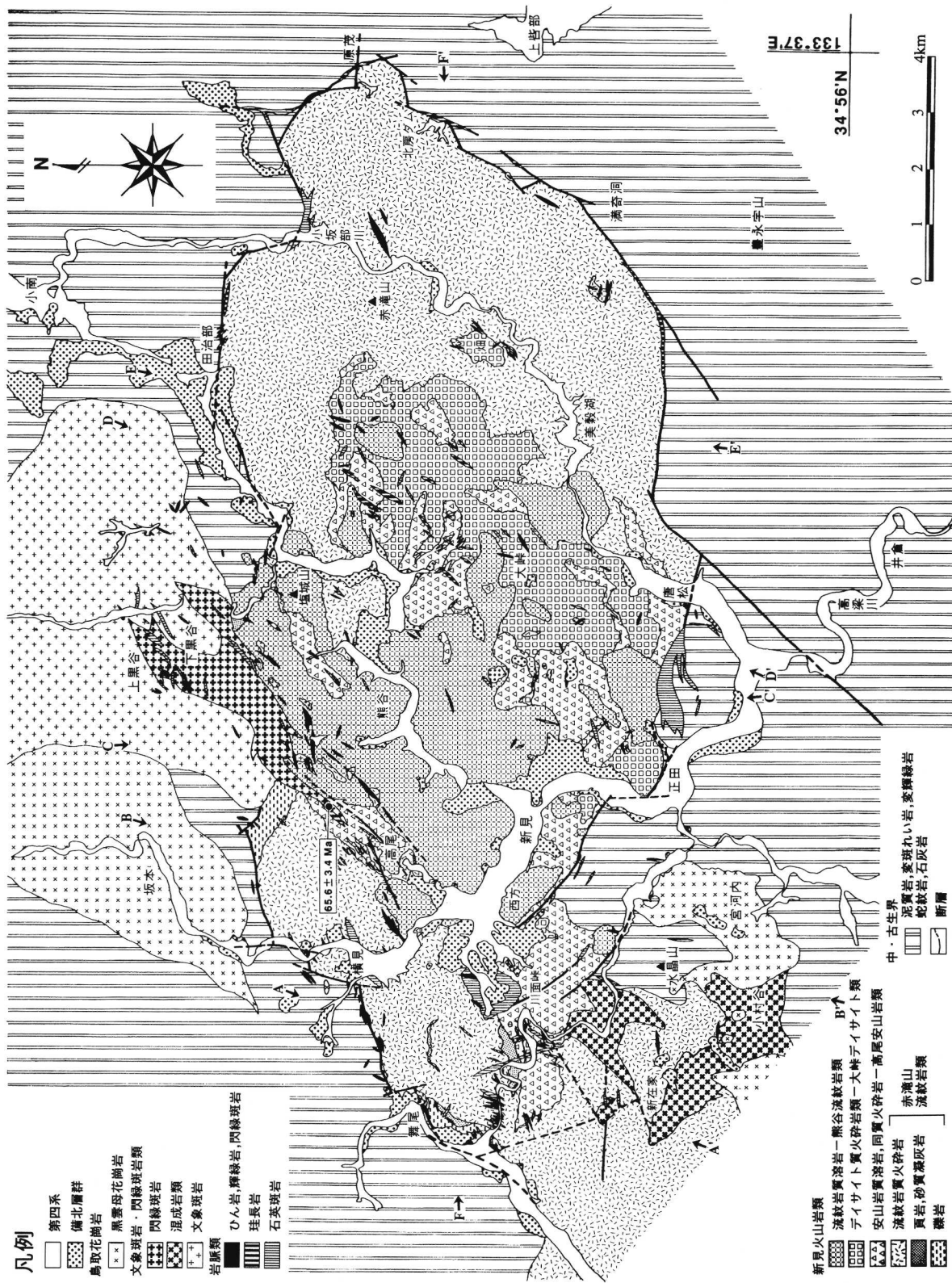
新見火山岩類 (佐藤・今岡, 1992) は本報告地域 (第1図) に広く分布しており、その分布域は東西約20km、南北約9kmにおよぶ。西部では基盤岩類を不整合に覆う。本火山岩類は、下位より赤滝山流紋岩類 (新称)・高尾安山岩類 (服部, 1978)・大峠デイサイト類 (新称)・熊谷流紋岩類 (新称) に層序区分され、後述のようにコールドロンを形成している (第2, 3図)。このうち赤滝山流紋岩類は、三国山 (鳥取・岡山・広島) の3県の境界に模式的に分布する白亜紀三国山流紋岩類 (服部, 1978) に対比される。三国山流紋岩類については101±4 Ma の Rb-Sr 全岩アイソクロン年代が Seki (1981) によって報告されている。

貫入岩類は野外における貫入関係に基づき、文象斑岩・閃緑斑岩類、岩脈類および鳥取花崗岩に大別される。文象斑岩・閃緑斑岩類については今回65.6±3.4 Maの角閃石 K-Ar 年代値が得られ、鳥取花崗岩については64-59 Maの K-Ar 年

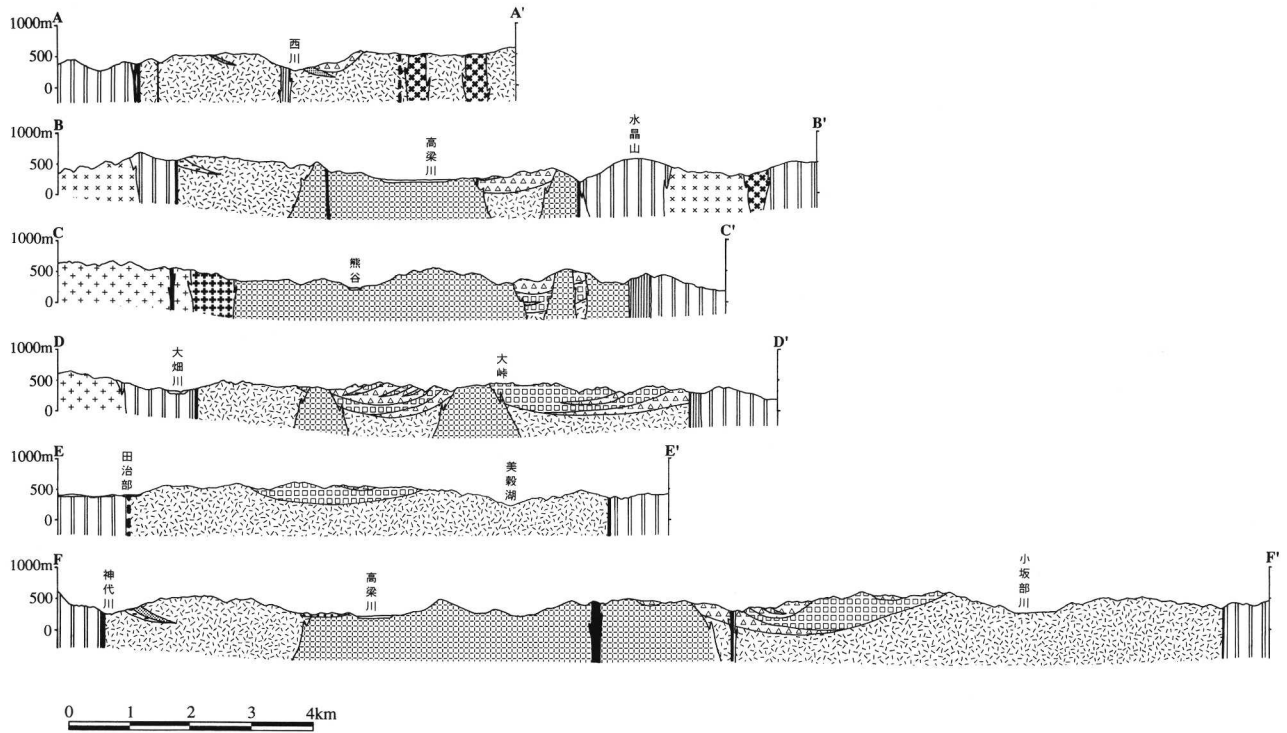
代および Rb-Sr 年代が報告されている (Hattori and Shibata, 1974; 服部, 1978)。文象斑岩・閃緑斑岩類は文象斑岩・混成岩類・閃緑斑岩に細分され、前述の基盤岩類と新見火山岩類を貫いている (第4図)。文象斑岩は調査地域北部の新見市上黒谷 (かみくろたに) を中心に分布する (第2図)。文象斑岩やアブライト質花崗岩を主岩相とするが、岩相変化が著しい。一部には暗色包有物を伴う場合もある。文象斑岩は、モード組成では花崗岩とアルカリ長石花崗岩に分類される。混成岩類は主に調査地域南西部の哲多町 (こむらたに) 小村谷と水晶山北西に分布し、舞尾南方にも小規模に分布する (第2図)。小村谷地域では岩相変化に富み、トータル岩・石英閃緑岩・細粒閃緑岩、花崗斑岩・文象斑岩からなる。これは異なったマグマが様々な程度に混合した (magma mixing and mingling) ものである。閃緑斑岩は新見市下黒谷を中心として、北東-南西方向に細長く分布する (第2図)。前述の新見火山岩類および文象斑岩を貫いている。岩相変化が著しく、細粒閃緑岩・トータル岩・花崗閃緑岩・石英モンゾ閃緑岩・石英閃緑岩・斑れい岩からなり、文象斑岩を伴うこともある。

岩脈類は石英斑岩・珪長岩・ひん岩からなり、前述の新見火山岩類と文象斑岩・閃緑斑岩類を貫いている。しかし、文象斑岩・閃緑斑岩類に貫かれている場合もあり、その活動は少なくとも2つのステージがあると考えられる。

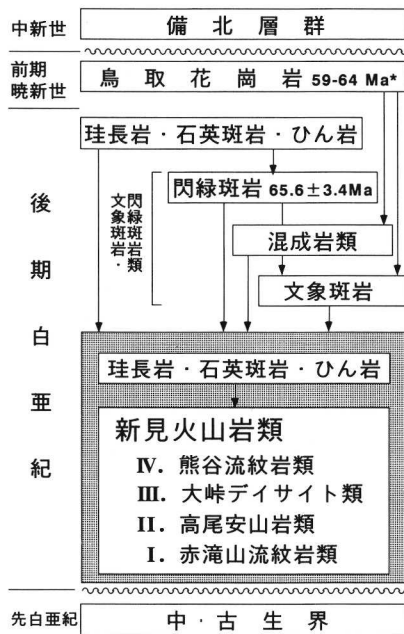
鳥取花崗岩は因美侵入岩類 (飯泉ほか, 1985) に属し、報告地域北部の坂本と南部の宮河内 (みやこうち) に分布する。前者は服部



第2図．岡山県新見地域の地質図。



第3図. 岡山県新見地域の地質断面図 (凡例は第2図と同じ).



第4図. 岡山県新見地域の白亜紀-古第三紀火成活動史.

(1978)により菅生岩体と命名されている。菅生岩体は文象斑岩を貫き、宮河内に分布する岩体は混成岩類を貫く。おもに桃色のカリ長石に富む中粒黒雲母花崗岩からなる。以上の

火成岩類を中新世の備北層群が不整合に覆っている (第2, 4図).

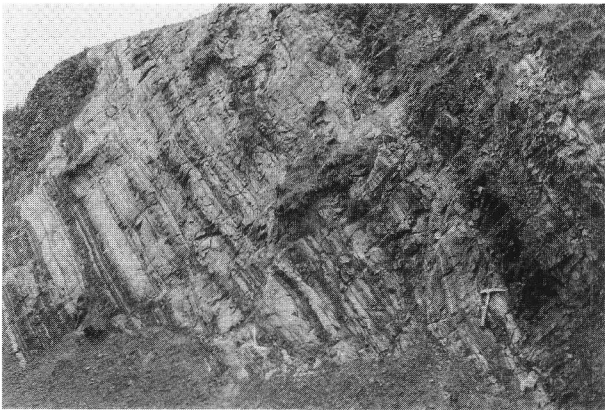
新見火山岩類および関連岩脈類の地質と岩石記載

1. 新見火山岩類

本火山岩類は、下位より赤滝山流紋岩類・高尾安山岩類・大峠デイサイト類に層序区分され、これら火山岩類を熊谷流紋岩類が貫いている。また、高尾安山岩類と大峠デイサイト類は一部で指交関係にある (第2, 3図).

a. 赤滝山流紋岩類

報告地域東部の赤滝山を模式地として広域に分布している。基盤岩類とは高角の正断層で接している。本流紋岩類は主として流紋岩質溶結凝灰岩 (一部非溶結) および同火山礫凝灰岩からなり、礫岩・頁岩・砂質凝灰岩を伴う (第2図)。礫岩は、新見市舞尾や高尾谷北方など基盤との境界部および火砕岩中に局所的に発達している。礫種としては、チャート・スレート・珪長岩・流紋岩質凝灰岩からなり、礫径は1cm以下ないし数cmである。礫は極めて円磨度が良い。礫岩は上位に向かうにつれて細粒化し、頁岩～砂質凝灰岩へと移行する。礫岩の上位には、本流紋岩類の主体をなす流紋岩質溶結凝灰岩が広く分布する。一般に火砕岩類は斑晶状石英粒に富む多結晶質のものが優勢である。美穀湖付近では長径1~2cm、厚さ1~2mmの本質レンズを含む溶結凝灰岩が良く観察できる。舞尾東方1kmの地点では、凝灰岩中に成層構造の顕著な頁岩・砂質凝灰岩が挟在されている (第5図)。川面峠西方には、本流紋岩類の最上位と考えられる成層構造の顕著な細



第5図．赤滝山流紋岩類に見られる成層構造の顕著な碎屑岩層．

粒の頁岩～凝灰質砂岩が分布している．大佐町畑付近でも細粒の頁岩層を挟在している．以下に主要岩石について記載する．

流紋岩質凝灰岩～同質溶結凝灰岩は灰色～灰緑色を呈し，溶結凝灰岩では長さ1～2 cm程度の扁平なレンズが見られる．鏡下ではユータキシティック組織またはビトロクラスティック組織を示し，結晶片として，カリ長石・石英・斜長石・角閃石・黒雲母（オパサイト化）・チタン鉄鉱・磁鉄鉱が認められ，これらは半自形～他形を示す．変質鉱物として緑泥石・緑れん石・絹雲母が見られる．岩片として流紋岩質凝灰岩，泥質岩および安山岩を含む．

流紋岩質火山礫凝灰岩は茶灰色を呈し，石英と径2～5 mm

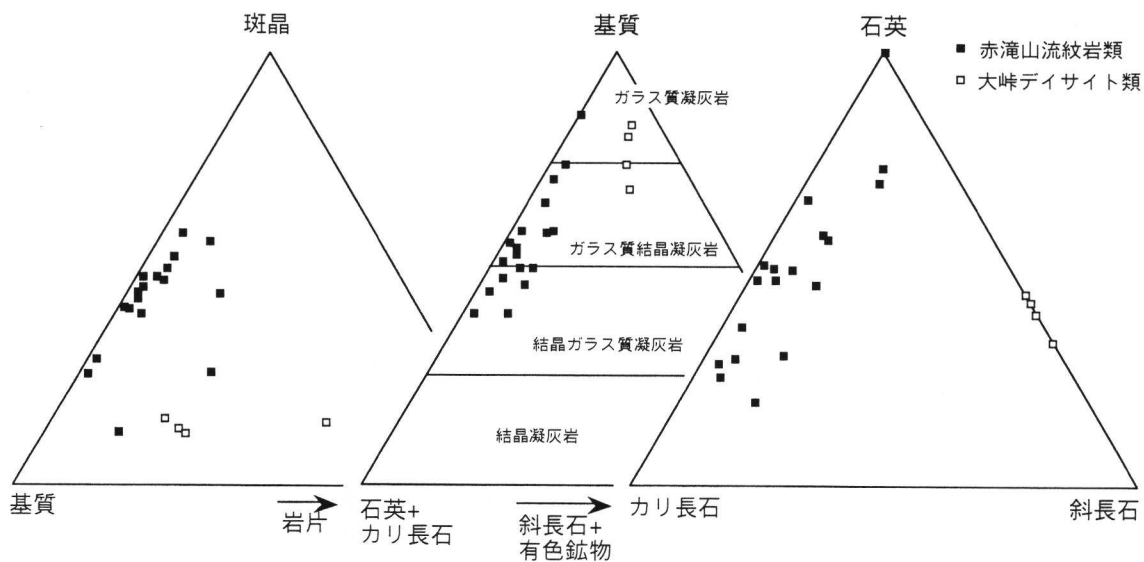
の岩片が見られる．結晶片は余り多くない．鏡下ではユータキシティック組織を示し，結晶片として，石英・カリ長石・斜長石・黒雲母・チタン鉄鉱・磁鉄鉱が認められる．石英は他形で，波動消光を示す．斜長石は自形～他形で，絹雲母化している．カリ長石は他形を示す．黒雲母は他形で，緑泥石化・緑れん石化している．岩片として泥質岩，流紋岩質溶岩および珪長岩を含む．

第6図に凝灰岩類のモード分析の結果を示す．赤滝山流紋岩類は斑晶と基質の量比に基づく Pettijohn (1957) の分類ではガラス質結晶凝灰岩と結晶ガラス質凝灰岩になる．以上のように赤滝山流紋岩類の主体は火砕堆積物としての諸特徴（山田ほか，1971）を備えている．

b. 高尾安山岩類

新見市高尾を模式地として，調査地域西部～中央部にかけて分布する．下位の赤滝山流紋岩類を高尾谷などにおいて整合的に覆う（第2，3図）．主に安山岩質溶岩と同質火砕岩からなり，頁岩や凝灰質砂岩を挟在する．溶岩類には，カンラン石斑晶を有する玄武岩質安山岩溶岩と斜方輝石単斜輝石安山岩溶岩がある．安山岩質火山礫凝灰岩は，高尾谷の河床や奥高尾など，一般に高尾安山岩類の層序の下部に分布している．塩城山北側の東西方向の沢では，安山岩質溶岩，安山岩質火山礫凝灰岩および頁岩や凝灰質砂岩の成層した露頭が観察される．安山岩類に挟在される頁岩と凝灰質砂岩は，新見市大峠東方約1 km付近，唐松北方約1.5 km付近などにそれぞれ小規模に分布している．以下に主要岩石について記載する．

玄武岩質安山岩は黒色，緻密で，流理構造が見られる．水冷自破砕構造が見られ，方解石脈の発達するものもある．鏡下では間粒状組織を示し，斑晶として，斜長石・カンラン石（仮像）・磁鉄鉱・チタン鉄鉱が認められる．斜長石は自形



第6図．赤滝山流紋岩類および大峠デイサイト類のモード組成．

～半自形で、累帯構造が顕著である。カンラン石は自形～半自形で、緑泥石等の粘土鉱物に置換されており、磁鉄鉱を包有している。磁鉄鉱はチタン鉄鉱のラメラを含むか、それと粒状連晶をなす。石基には、斜長石・カンラン石（仮像）・磁鉄鉱・チタン鉄鉱が見られる。

斜方輝石単斜輝石安山岩は黒色～黒緑色を呈し、緻密である。流理構造が見られるものと見られないものがある。鏡下では間粒状組織あるいはピロタキシンティック組織を示し、斑晶として、斜長石・単斜輝石・斜方輝石・磁鉄鉱・チタン鉄鉱が認められる。斜長石は半自形～他形で、一部絹雲母化している。単斜輝石と斜方輝石は自形～他形で、一部緑泥石化・緑れん石化している。磁鉄鉱にはチタン鉄鉱のラメラが見られるか、チタン鉄鉱と粒状連晶を示す。石基には、斜長石・単斜輝石・磁鉄鉱・チタン鉄鉱が見られる。

安山岩質火山礫凝灰岩は、緑色～暗緑色を呈し、安山岩質溶岩、細粒凝灰岩および凝灰質砂岩の岩片（径5～15mm）を含む。岩片の量はかなり多い。鏡下では、斑晶状結晶として、斜長石・石英・磁鉄鉱・チタン鉄鉱が認められる。斜長石は半自形～他形で、絹雲母化している。石英は半自形～他形で、波動消光を示す。基質には、斜長石・石英・緑れん石・磁鉄鉱が見られる。

c. 大峠デイサイト類

新見市大峠を模式地として、報告地域のほぼ中央部に北東～南西方向に分布している。大部分は下位の高尾安山岩類の上位にあるが、一部で高尾安山岩類と指交関係にある（第3図）。主にデイサイト質火山礫凝灰岩～凝灰角礫岩からなり、大峠の南西2 km付近では頁岩や凝灰質砂岩を挟在している。以下に主要岩石について記載する。

火山礫凝灰岩～凝灰角礫岩は、一般に灰白色から灰緑色を呈し、流紋岩質凝灰岩・安山岩・珪長岩の角礫～亜円状の岩片（径5 mm～8 cm程度）、斜長石および石英の破片を含む。岩片の中では高尾安山岩類に由来すると思われる安山岩が多く含まれている。基質と岩片の量比は様々である。基質は、一般に中粒～細粒の凝灰質である。美穀湖の西方約1.5 km付近では、溶結構造が認められるものが分布している。鏡下では、ユータキシンティック組織またはビトロクラスティック組織を示し、斑晶状結晶として、斜長石・石英・角閃石・不透明鉱物が認められる。斜長石は半自形～他形で、しばしば絹雲母化・方解石化している。石英は自形～他形（融食形）で、波動消光を示す。角閃石は他形で、緑泥石化・緑れん石化している。不透明鉱物は自形～他形を示す。

第6図にモード分析の結果を示す。火山礫凝灰岩はPettijohn (1957) によるガラス質凝灰岩とガラス質結晶凝灰岩とに分類され、赤滝山流紋岩類に比べ、岩片、斜長石および有色鉱物に富む。

d. 熊谷流紋岩類

調査地域のほぼ中央部の新見市熊谷を中心にして、北東～南西方向に約7 km、北西～南東方向に約4 kmにわたって連続的に分布している。また正田東方や美穀湖西方などにも小規模に分布している（第2図）。新見市高尾において赤滝山流紋岩類を、また高尾奥の山中で高尾安山岩類を貫いているの

が観察される。接触部付近ではしばしば赤滝山流紋岩類や高尾安山岩類を捕獲岩として取り込んでいる。主岩相は流理構造や球顆構造の顕著な流紋岩質溶岩からなるが、塊状の溶岩も見られる。流紋岩質溶岩の流理構造の走向は一露頭でも変化に富み、傾斜も30～80°と変化に富む。とくに熊谷付近では急傾斜になる傾向がある。以下に主要岩石について記載する。

球顆流紋岩溶岩は赤紫色を呈し、流理構造が見られる。白色の球顆（径5 mm程度）と長石斑晶を含む。鏡下では球顆組織や斑状組織を示し、斑晶として石英・カリ長石・斜長石・角閃石・チタン鉄鉱が認められる。石英は自形～他形（融食形）を示す。カリ長石は他形で塵状包有物を含む。斜長石は自形～半自形で、累帯構造を示す。角閃石は自形～半自形で、しばしば緑泥石化・緑れん石化している。チタン鉄鉱は、一部赤鉄鉱化している。石基は隠微晶質である。

塊状溶岩は淡灰色～灰白色を呈し、斑状組織を示す。鏡下では、斑晶として石英・カリ長石・斜長石・黒雲母・チタン鉄鉱が認められる。石英は半自形～他形（融食形）で、波動消光を示す。カリ長石は他形で、塵状包有物を含む。斜長石は半自形～他形で、しばしば絹雲母化している。黒雲母は他形で、ほとんど緑泥石化・緑れん石化している。石基は珪長岩質組織を示す。

2. 岩脈類

岩脈は調査地域全域に見られ、一部には基盤岩類と火山岩層との境界部の断層に沿って貫入し、環状岩脈を形成しているものも見られる（第2図）。主に石英斑岩、珪長岩およびひん岩に分けられる。その活動時期は白亜紀のものと古第三紀のものがあると考えられるが、一枚一枚の岩脈についてその貫入時期が明らかではないので一括して記述する。

a. 石英斑岩

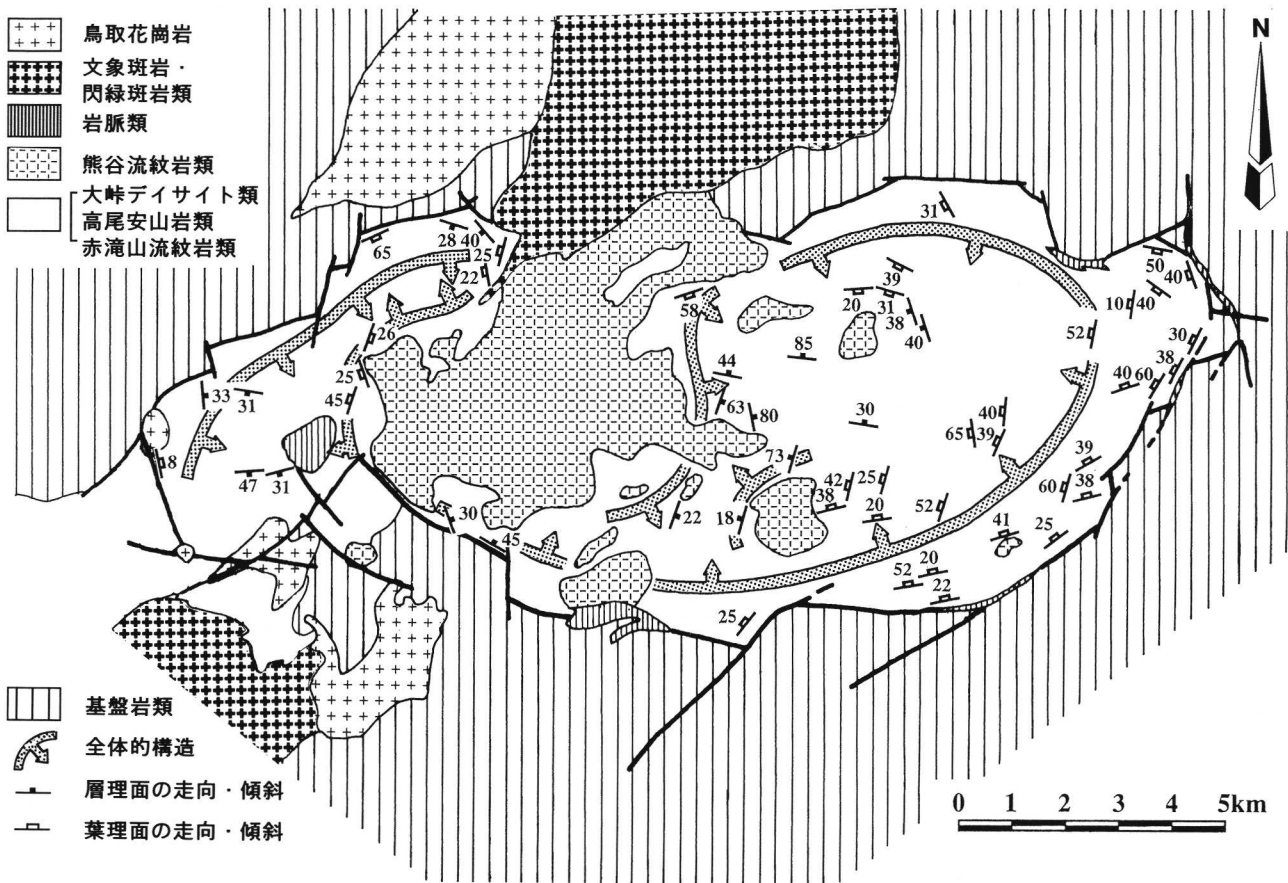
岩脈状あるいは岩株状岩体として産し、花崗斑岩も含め一括する。新在家北方では花崗斑岩が、径約500 m規模の岩株状岩体として産する。新見市正田北東方や赤滝山北東方地域では、石英斑岩が基盤岩類と火山岩層の境界部分の断層に沿って貫入している（第2図）。規模は幅数m～数10mのものが多く、最大で500 m程度である。貫入方向は、北東～南西方向のものが卓越している。肉眼では灰白色を呈し、石英・長石類・黒雲母斑晶が目立つ。鏡下では顕著な斑状組織を示し、斑晶として、カリ長石・石英・斜長石・角閃石・黒雲母・磁鉄鉱・チタン鉄鉱が認められる。石基は珪長岩質組織を示す。

b. 珪長岩

調査地域全域に分布しており、満奇洞西方・原茂地区・北房ダム付近では、基盤岩類と火山岩層の境界部分の断層に沿って貫入している（第2図）。岩脈の幅は、数m程度のものが多い。貫入方向は、北東～南西方向のものが卓越している。肉眼では灰白色、緻密で、流理構造が認められることもある。鏡下では隠微晶質～微晶質組織を示す。

c. ひん岩

調査地域全域に分布しており、北西部の舞尾～横見地域では基盤岩類と火山岩層を画する断層に沿って貫入している（第2図）。下黒谷において石英斑岩岩脈を貫いている。幅



第7図．新見地域の地質構造図．

は石英斑岩や珪長岩に比べて小さく，1 m以下のものが多い．貫入方向は北東-南西方向のものが卓越している．肉眼では，黒色で緻密である．鏡下では，斑晶として斜長石・石英・単斜輝石・磁鉄鉱が，石基には斜長石・石英・磁鉄鉱および緑泥石・緑れん石化した苦鉄質鉱物が認められる．

地質構造

1. 火山岩層の構造

火山岩層は一般に塊状で構造要素に乏しいが，既述のような火山岩層中に挟まれる碎屑岩層の層理面，流紋岩質溶結凝灰岩中の溶結構造の示す葉理面や火山岩層の層理面などから火山岩層の構造を推定する事が可能である．地質構造図を第7図に示す．

第7図には個々のデータをまとめて全体のトレンドも示してある．火山岩層は低角～中角度でほぼ岩体の中心に向かって傾斜し，全体的に20km×9kmの規模の一つの閉じたベースン構造を示している．しかしながら，熊谷流紋岩類の分布域周辺では，火山岩層は外側に向かって傾斜している(第7図)．これは溶岩の貫入によって火山岩層が持ち上げられて形成されたものと考えられる．

熊谷流紋岩類は，既述のように高尾～宮の上，大峠までの東-西方向に約7 km，北西-南東方向に約4 kmにわたり，連続的に分布する大規模なものである．この流紋岩類は新見火山岩類を取り囲む断層を切って貫入していることから，その断層形成後に貫入したものと考えられる．

以上の火山岩類を貫く貫入岩類や岩脈類は，北東-南西方向に貫入するものが卓越しているが，東西性や南北性のものもある．また岩脈類は，断層に沿って貫入している場合も見られ，とくに西方付近では断層沿いに石英斑岩が岩株状岩体として貫入している．

火山岩体中には，顕著な断層があまり観察されないが，高尾で3本の断層が観察される(第2図)．これらの断層は，ほぼ北東-南西方向を示し，断層線谷を形成している．これらの断層ではいずれも幅1～3 m前後の断層破碎帯が確認されている．とくに高尾谷東側の断層では，破碎帯中に幅約50 cmの断層粘土が観察された．また，報告地域には断層線谷と推定される比較的規模の大きな北東-南西方向に連続する谷地形も数本観察される．

2. 火山岩類と基盤岩類の構造的関係

新見火山岩類と基盤岩類とは，一般に高角の断層，あるい

は断層に沿って貫入する岩脈類によって境されており、基盤岩類に対して新見火山岩類が沈降している。新見火山岩類を取り囲んでいる断層は、連続的な環状断層ではなく、東西方向・北東-南西方向・南北方向・北西-南東方向を示し、新見火山岩類は地質図上で不規則な多角形の外形を示す(第2, 7図)。その原因としては後生断層による変位の影響が加わっているものとみられる。断層に沿って貫入する岩脈も、連続的な環状岩脈ではなく、一つの断層あるいは二つの断層系に沿って貫入している。既述のように岩脈の活動時期には少なくとも2つのステージがあったものと推定される。以上の事実から、火山岩類には白亜紀以降の変形も加わっているものの新見火山岩類を含むブロックは陥没し、関連岩脈類とともにコールドロンを形成しているものと推定されるので、本岩体を「新見コールドロン」と命名する。

文象斑岩・閃緑斑岩類の K-Ar 年代

時代未詳の文象斑岩・閃緑斑岩類の地質学的な位置づけを明らかにすることと新見火山岩類の活動の上限を決めることを目的として文象斑岩・閃緑斑岩類中の閃緑斑岩1試料の K-Ar 年代を検討した。

1. 測定試料の調整と実験方法

閃緑斑岩 32219 (採取地点 新見市高尾奥 35°00' 58" N, 133°28' 03" E)

新見コールドロンの北西縁に細長く分布し、新見火山岩類および文象斑岩を貫く。年代測定に供した閃緑斑岩は灰緑色を呈し、肉眼では、斜長石(2~5mm)・角閃石(1~6mm)が目立ち、斑状組織を示す。斑品として、斜長石・単斜輝石・角閃石・Fe-Ti酸化鉱物が見られ、石基は微晶質である。斜長石は自形~半自形で、しばしば融食形を示す。角閃石(褐色)は自形~半自形で、斜長石や磁鉄鉱を包有している。チタン鉄鉱や磁鉄鉱は自形~他形を示す。

本岩を粉砕し、100-150メッシュの粒度に調整後、電磁分離と重液分離を繰り返し、角閃石を精選分離し、Arの定量に使用した。その一部を微粉末としてKの定量に供した。年代測定は岡山理科大学自然科学研究所において行った。KおよびArの分析法と年代測定法については、長尾・板谷(1988)およびItaya et al.(1991)に従った。年代値の誤差については、1σで表している。年代値の算出には、Steiger and Jäger(1977)の壊変定数等を用いた。

2. 測定結果とその解釈

測定結果は第1表に示すように、65.6±3.4Maの値が得られた。この年代から閃緑斑岩は白亜紀末期の活動として位置づけられる。本地域に至近の鳥取花崗岩については64-59Maの放射年代が得られており(服部, 1978)、それに貫入されるという野外の関係と矛盾しない。また、新見火山岩類の時代を後期白亜紀と見なすことにも矛盾しない。服部(1978)がステージ区分したように、文象斑岩・閃緑斑岩類は鳥取花崗岩に先行するバイモーダルな火成活動としてとらえることができ、文象斑岩と閃緑斑岩の間にマグマ混合が見られることもこのステージの特徴であろう。文象斑岩・閃緑斑岩類が新見火山岩類と一連の火山-深成作用によって形成

第1表. 閃緑斑岩中の角閃石の K-Ar 年代データ.

| No. | Potassium (wt. %) | Rad. argon 40 (10 ⁻⁸ ccSTP/g) | K-Ar age (Ma) | Non Rad. Ar (%) |
|-------|----------------------|---|------------------|--------------------|
| 32219 | 0.253±0.013 | 65.56±1.00 | 65.6±3.4 | 28.7 |

$$\lambda_{\beta} = 4.962 \times 10^{-10}/y, \lambda_{\epsilon} = 0.581 \times 10^{-10}/y, {}^{40}\text{K}/\text{K} = 0.01167 \text{ atm } \%$$

されたものか、あるいは別個の活動の産物かどうかについては、今後の検討課題である。

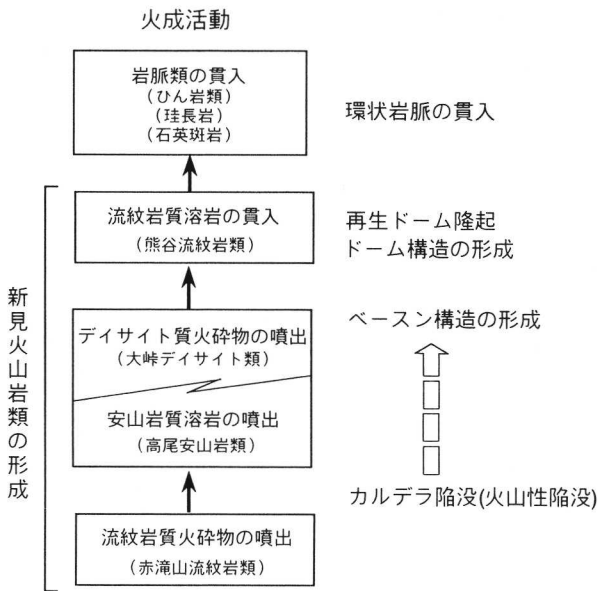
新見コールドロンの形成史に関する一考察

以上の記載より、新見地域における白亜紀火山岩類の岩相・層序・構造および活動史が明らかとなった。これらのデータを基に新見コールドロンにおける火成活動や堆積環境の変遷、それに関係した構造運動について考察する(第8図)。

新見地域では、後期白亜紀になってまず流紋岩質の大規模な火砕流を噴出し、赤滝山流紋岩類を形成した。このようなカルデラ全域を埋積する大規模な火砕岩はそれを取り囲む環状割れ目から噴出したものと推定される。赤滝山流紋岩類の下部には成層構造の明瞭な砂岩や頁岩などがいくつかの層準に挟まれる。火山活動の一時的な休止時に凹地が形成され、これらの碎屑岩類はその凹地(おそらく湖沼域)に堆積したものと推定される。赤滝山流紋岩類の初期の活動の間、数回の湖沼化と乾陸化を繰り返した。全体としては、これら碎屑岩層の発達は大規模であり、側方への連続性に極めて乏しく、流紋岩質溶結凝灰岩に移化することから、形成された湖沼域はさほど深いものではなく、盆地の埋積の進行によっては一時的に湖沼域が形成されるような程度のものであったであろう。一般に流紋岩質火砕岩層中には顕著な溶結構造が観察されることから、赤滝山流紋岩類の堆積初期に形成された水域はすでに火山噴出物で埋積され、乾陸域へと変化していたものと推定される。

火山活動はマグマ組成を変え、安山岩質とデイサイト質マグマの活動へと引き継がれていった。この時期の活動は報告地域のほぼ中央部に見られることと、火山岩類と基盤を画する断層に沿ってデイサイト質あるいは安山岩質のフィーダー岩脈などは全く認められないことから、先の赤滝山流紋岩類の活動よりも規模は縮小し、マグマの噴出は中心噴火で行われたものと推定される。高尾安山岩類と大峠デイサイト類には頁岩や砂質凝灰岩が挟在されており、また安山岩質溶岩には一部水冷自破砕構造が見られることから、一時的に水域が形成されたと推定される。また両者は一部で指交関係にあることから、一部は同時異相の関係にあるものと推定される。

その後、大量の流紋岩溶岩からなる熊谷流紋岩類が前述の火山岩類を貫き、岩体の中央部に貫入した。溶岩ドームの貫入によって、そのまわりの火山岩類はまくりあげられ、流紋岩を中心としたドーム構造が形成された。それは Smith and Bailey(1968)の再生ドームに比較されるものと考えら



第8図．新見地域の地質構造発達史。

れるが，岩体全体としてはベースン構造が保存されていることから，これによるドーム隆起は岩体全体が持ち上げられるようなものではなく，中央部に限られるものと判断される。更にこれらの火山岩中に多数の岩脈類が貫入した。岩脈類は基盤岩類と新見火山岩類との境界の断層に沿っても貫入している。

次に陥没の時期について検討する。赤滝山流紋岩類がカルデラ内に最も広くかつ多量に分布しており，基盤岩類とは断層で接している。一方，既述のように高尾安山岩類と大峠デイサイト類はカルデラの中央部に比較的小規模に分布するにすぎないが，新見南方では基盤岩類と断層で接する。したがって新見火山岩類全体のブロックのカルデラ陥没の時期は高尾安山岩類と大峠デイサイト類の活動後にも起こった可能性はあるが，大規模な陥没運動は赤滝山流紋岩類の噴出に関連して起こったとみなすのが妥当であろう。これらの陥没に伴って火山岩層がベースン構造を形成したものと考えられる。その後，大量の流紋岩質溶岩が前述の火山岩を貫き中心部に貫入した。これは火山岩類と基盤を画する断層を切っていることから，陥没後と考えられる。溶岩はそのまわりの火山岩層をまくりあげ，ドーム構造が形成された（第7図）。

新見岩体の平面的分布はかなり凹凸に富んだ不規則多角形を示しているが，コールドロンを埋積する火山岩類の層厚も良く保存されており，新見火山岩類は基盤岩類に対して高角の断層でピストンシリンダー的に陥没したコールドロンを形成していることが明らかになった。本岩体はその構造的特徴から Smith and Baily (1968) のバイアス型カルデラに類似したものであると推定される。バイアス型カルデラは，①火砕流の大量噴出とそれに伴って形成される環状断層，②マグマ溜まり天盤のピストンシリンダー状陥没，③中心部の再生

ドーム，などの特徴をもっており，前述の特徴と非常に類似している。

結 論

1. 岡山県新見地域には中・古生界を基盤として白亜紀新見火山岩類が広く分布する。新見火山岩類は下位より赤滝山流紋岩類・高尾安山岩類・大峠デイサイト類および熊谷流紋岩類に区分される。これらは文象斑岩・閃緑斑岩類，鳥取花崗岩および岩脈類に貫かれる。このうち閃緑斑岩については今回新たに65.6±3.4Maの角閃石 K-Ar 年代が得られた。

2. 新見火山岩類は，基盤岩類とは高角の正断層で接し，基盤に対して落下している。全体としてベースン構造を示すが，熊谷流紋岩質溶岩の分布域付近ではドーム構造を示す。

3. 新見火山岩類は関連岩脈類とともに東西約20km，南北約9kmの規模のコールドロンを形成し，それはバイアス型カルデラに比較される。

謝 辞

総研代表者の新潟大学自然科学研究科の加々美寛雄教授には本小論を発表する機会を与えていただいた。三井金属資源開発株式会社の山田直利博士，山口大学教育学部の武田賢治助教授，新潟大学積雪地域災害研究センターの柚原雅樹博士には素稿を校閲していただき，大変有益なコメントをいただいた。山口大学名誉教授故村上允英先生，元小野田高等学校松里英男先生，多々良学園高等学校上田 薫先生には本研究の端緒を与えていただいた。また，本研究を進めるにあたり，新見市役所・神郷町役場・哲多町役場・岡山県阿新地方振興局・新見営林署には野外調査に際して便宜を図っていただいた。新見市の吉田 武夫妻には宿泊の面で大変お世話になった。研究費の一部には文部省科学研究費補助金を使用した。以上の方々および当局に心から感謝の意を表わします。

文 献

天野一男・佐藤比呂志，1989，東北本州弧中部地域の新生代テクトニクス。地質学論集，no.32，81-96。
 地質調査所，1992，100万分の1日本地質図，第3版。
 服部 仁，1978，上石見地域の地質。地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所，70p。
 Hattori, H. and Shibata, K., 1974, Concordant K-Ar and Rb-Sr ages of the Tottori Granite, Western Japan (with chemical analyses by E. Ohmori). *Bull. Geol. Surv. Japan*, **25**, 157-173.
 飯泉 滋・沢田順弘・先山 徹・今岡照喜，1985，中国・四国地方の白亜紀～古第三紀火成活動—火成岩類の対比を中心として—。地球科学，**39**，372-384。
 井川寿之・今岡照喜，1998，白亜紀佐々並コールドロン：山口県中央部の阿武層群中に見いだされた火山性陥没構造。日本地質学会第105年学術大会講演要旨，158。
 今岡照喜・村上允英，1986，匹見層群および関連貫入岩類。村上允英・今岡照喜編集，西中国および周辺地域の酸性～中性火成活動。山口大教養部紀要，村上允英教授記念号，84-99。
 Itaya, T., Nagao, K., Inoue, K., Honjo, Y., Okada, T. and Ogata, A., 1991, Argon isotope analysis by a newly developed mass spectrometric system for K-Ar dating. *Mineral. J.*, **15**, 203-221.
 Koido, Y., 1991, A Late Cretaceous-Paleogene cauldron cluster: the Nohi Rhyolite, central Japan. *Bull. Volcanol.*, **53**,

- 132-146.
- Lipman, P. W., 1984, The roots of ash flow calderas in western north America: windows into the tops of granitic batholiths. *J. Geophys. Res.*, **89**, 8801-8841.
- Lipman, P. W., 1997, Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma-chamber geometry. *Bull. Volcanol.*, **59**, 198-218.
- 光野千春・杉田宗満, 1979, 10万分の1岡山県地質図. 内外地図株式会社.
- 長尾敏介・板谷徹丸, 1988, K-Ar法による年代測定. 地質学論集, no.29, 5-21.
- Naka, T., 1995, Stratigraphy and geologic development of the Carboniferous to Permian strata in the Atetsu region, Akiyoshi terrane, Southwest Japan. *J. Sci. Hiroshima Univ.*, **10**, 199-266.
- 中島 司・今岡照喜, 1995, 白亜紀桜山コールドロンの火成活動. 日本地質学会第102年学術大会講演要旨, 87.
- 尾崎正紀・松浦浩久, 1988, 三田地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 93p.
- Pettijohn, F. J., 1957, *Sedimentary rocks (2nd Ed.)*. Harper & Brothers, New York, N.Y., 718p.
- 佐藤英一・今岡照喜, 1991, 岡山県新見地域の白亜紀火山性陥没体: 新見コールドロン. 日本地質学会関西支部・西日本支部合同四国例会講演要旨, 18.
- 佐藤英一・今岡照喜, 1992, 岡山県北部における白亜紀コールドロン: 予報. 松本徠夫教授記念論文集「火山と岩石の探求—日本から中国・南極まで—」, 303-312.
- 沢田順弘・板谷徹丸, 1993, 琵琶湖南部後期白亜紀環状花崗岩質岩体のK-Ar年代—巨大コールドロンにおける冷却史—. 地質雑, **99**, 975-990.
- 沢田順弘・加々美寛雄・松本一郎・杉井完治・中野聡志・周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 1994, 琵琶湖南部白亜紀環状花崗岩体と湖東コールドロン. 地質雑, **100**, 217-233.
- Seki, T., 1981, Rb-Sr isochron age of the Mikuni-san rhyolites, Okayama, and geochronology of the Cretaceous volcanic activity in southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **87**, 535-542.
- Smith, R. L. and Bailey, R. A., 1968, Resurgent cauldrons. *Mem. Geol. Soc. Amer.*, **116**, 613-662.
- Steiger, R. and Jäger, E., 1977, Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmo-chronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**, 359-362.
- Takahashi, M., 1986, Anatomy of a Middle Miocene Valles-type caldera cluster: geology of the Okueyama volcano-plutonic complex, Southwest Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **29**, 33-70.
- 高橋正樹, 1995, 大規模珪長質火山活動と地殻歪速度. 火山, **40**, 33-42.
- 寺岡易司・松浦浩久・牧本 博・吉田史郎・神谷雅晴・広島俊男・駒澤正夫・志知龍一, 1996, 20万分の1地質図幅「高梁」. 地質調査所.
- 山田直利, 1989, 恵那コールドロン—濃飛流紋岩体の南端部における火山性陥没体—. 地団研専報, no.36, 21-33.
- 山田直利・河田清雄・諸橋 毅, 1971, 火砕流堆積物としての濃飛流紋岩. 地球科学, **25**, 52-88.
- 吉田武義・村田 守・山路 敦, 1993, 石鎚コールドロンの形成と中新世テクトニクス. 地質学論集, no.42, 297-349.

(要 旨)

佐藤英一・今岡照喜・板谷徹丸, 1999, 岡山県北西部, 白亜紀新見コールドロン. 地質学論集, no.53, 189-198. (Satoh, E., Imaoka, T. and Itaya, T., 1999, Cretaceous Niimi Cauldron in the northwestern part of Okayama Prefecture, Southwest Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no.53, 189-198.)

岡山県新見地域には中・古生界を基盤として白亜紀新見火山岩類が広く分布する. 新見火山岩類は下位より赤滝山流紋岩類・高尾安山岩類・大峠デイサイト類・熊谷流紋岩類に層序区分される. これらは文象斑岩・閃緑斑岩類, 鳥取花崗岩および岩脈類に貫かれる. このうち閃緑斑岩については今回新たに65.6±3.4Maの角閃石K-Ar年代が得られた. 新見火山岩類は, 全体としてベースン構造を示すが, 熊谷流紋岩質溶岩の分布域付近ではドーム構造を示す. 新見火山岩類は基盤岩類とは高角の正断層で接し, 関連岩脈とともに東西約20km, 南北約9kmの規模のバイアス型コールドロンを形成しているものと推定される.