

山口県中央部, 白亜紀阿武層群の火山層序・構造と佐々並コールドロンの発見*

Volcanostratigraphy and geologic structure of Cretaceous Abu Group, and finding of Sasanami cauldron, central part of Yamaguchi Prefecture, Southwest Japan*

Abstract

井川寿之** 今岡照喜***

Toshiyuki Ikawa** and
Teruyoshi Imaoka***

2000年1月27日受付.

2001年1月30日受理.

** 新潟大学大学院自然科学研究科
Graduate School of Science and Technology,
Niigata University, 2-8050 Ikarashi, Niigata-
city, Niigata 950-2181, 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-city, Yamaguchi 753-
8512, Japan

The Cretaceous Abu Group and related intrusive rocks are widely distributed in the central part of Yamaguchi Prefecture, and form the Chomonkyo igneous complex. A restudy of the volcanostratigraphy of this complex revealed that it is divided into the following three formations and nine members; Ato Formation (Kane Welded Tuff Member and Tokusagamine Sandstone-Mudstone Member), Ikumo Formation (Yunose Welded Tuff Member and Usutaniyama Rhyolitic Lava), and Sasanami Formation (Somakidani Welded Tuff Member, Mitsuke Siltstone Member, Kitakoma Welded Tuff Member, Kobukidao Felsic Intrusive Rocks, and Komatsugatani Dacitic Lava) in ascending order. A new cauldron, named Sasanami cauldron composed of the latter five members, was discovered. The cauldron has an elliptical outline, 17 km in diameter from east to west and 14 km from north to south. The Somakidani Welded Tuff Member and Kitakoma Welded Tuff Member are distinct from the Kane Welded Tuff Member and Yunose Welded Tuff Member with respect to phenocryst mode, and particularly the Nb content of the bulk rock chemistry.

The Sasanami cauldron was formed by two subsidences, synchronous with the eruptions of the Somakidani Welded Tuff Member and Kitakoma Welded Tuff Member. The collapsed block was destroyed over a distance of several kilometers and bounded by a discontinuous ring fracture, and these features approximately correspond to a piecemeal collapse. This collapsed block is intruded by a ring dike (Kobukidao Felsic Intrusive Rocks) and by a dacite lava dome (Komatsugatani Dacitic Lava) in the central part of the cauldron. The cauldron has a basin structure with dip of up to 30°, and the caldera collapse appears asymmetric with a maximum subsidence of about 500 meters along the ring fracture judging from the thickness of the intra-caldera tuffs.

Key words : welded tuff, ring dike, volcanostratigraphy, piecemeal collapse, Sasanami cauldron, Abu Group, and Yamaguchi Prefecture

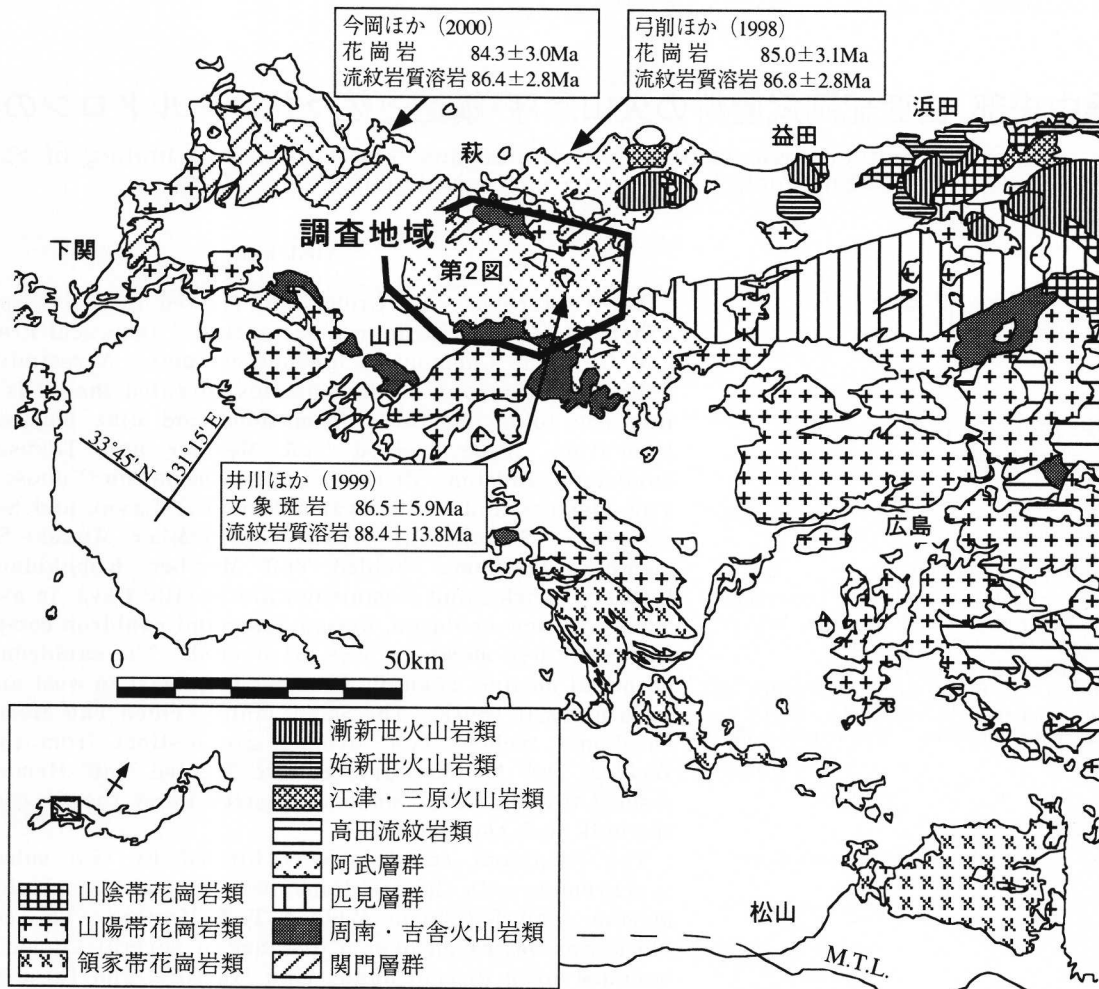
はじめに

西南日本内帯には、白亜紀～古第三紀にかけて活動した珪長質火山岩類が広く分布している。このうち山陰地域に分布する古第三紀火山岩類は、約 20 km 間隔でピストンシリンダー型コールドロンを形成していることが明らかにされてきた(今岡, 1986 など; 第 1 図)。一方、白亜紀火山岩類は、古第三紀火山岩類と比較して、噴出量が多く分布が広大である、岩相変化に乏しく塊状で地質構造が把握しにくい、などの理由で火山岩体の形成機構の解明は必ずしも進んでいな

い。しかし近年の火山層序学的な研究の進展によって、多数のコールドロンが相次いで報告されており(尾崎・松浦, 1988; 松本, 1990; Koido, 1991; 沢田ほか, 1994; 中島・今岡, 1995; Ishihara and Imaoka, 1999; 小井土・山田, 1999; 佐藤ほか, 1999; 武田・今岡, 1999 など)、白亜紀の大規模な珪長質火山岩類の活動に伴ってコールドロンが形成されたことが次第に明らかになっている。

阿武層群は、山口県中央部・北部から島根県西部に広く分布する西南日本内帯における白亜紀の珪長質火山岩類の一つである(第 1 図)。最近、阿武層群とそれを貫く花崗岩類から 87 Ma 前後の Rb-Sr 全岩アイソクロン年代が報告され(弓削

* 日本地質学会第 105 年学術講演会(松本大会)で一部発表。



第1図. 中国地方西部における白亜紀～中期中新世火成岩類の分布 (今岡, 1986を改変). 図内の年代値は全てRb-Sr全岩アイソクロン年代.

ほか, 1998; 井川ほか, 1999; 今岡ほか, 2000), これらの活動時期が後期白亜紀であることが示された. 阿武層群全体の形成過程はまだ明らかではないが, 筆者らは山口県中央部に分布する阿武層群の層序区分について再検討し, その過程で新たに径10数km規模の楕円形コールドロンを見いだした. なお小論におけるコールドロンの用語は, Lipman (1984, 1997) の定義に従い, 地形が残っていないカルデラ構造という意味で使用する.

調査地域の地質概要

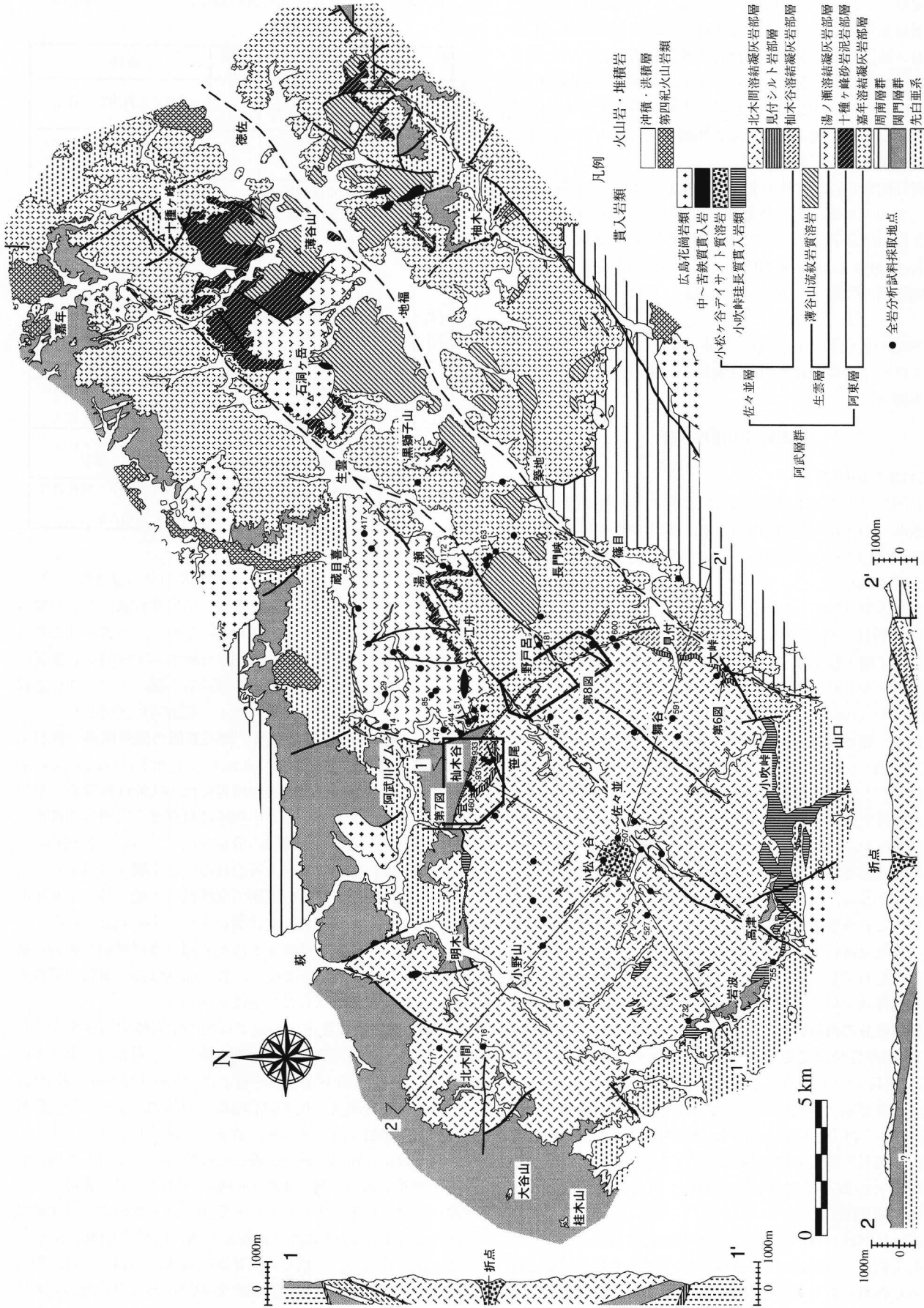
小論で層序を検討した地域は, 山口県中央部の東西37km (美禰郡秋芳町～阿武郡阿東町), 南北25km (山口市～萩市) の範囲内である (第1・2図). 第2図は本研究による本地域西部の調査結果と, 今岡ほか (1984) と井川ほか (1999) による本地域東部の調査結果をコンパイルしたものである. 本地域には古い方から, 秋吉石灰岩層群, 半田石灰岩, 蔵目喜石灰岩, 阿武川層群, 麦谷層, 大田層群, 錦層群 (以上は石炭系～ペルム系), 周防変成岩類 (三畳系), 鹿足層群 (ジュラ系), 関門層群下関亜層群, 周南層群, 阿武層群, 広島花崗

岩類 (以上は白亜系) および第四紀の火山岩類が分布する. 第2図では, 煩雑さを避けるため先白亜系は一括して図示した.

関門層群下関亜層群は本地域の北部一帯に広く分布し, 一部は本地域南部の岩波～高津周辺や阿武層群分布域内 (本地域西部の北木間～小野山) にも孤立して分布する. 本地域の北部一帯では下位に碎屑性堆積岩類 (砂岩・シルト岩・頁岩・礫岩) が分布し, 上位に安山岩質～デイサイト質火山岩類 (溶岩・凝灰岩) が重なる. 岩波～高津周辺の安山岩類は, 岩相および変質程度が本地域北部の安山岩類と類似していることから, 下関亜層群に属していると判断した. 下関亜層群の安山岩類は107～103 Maの角閃石K-Ar年代を示す (Imaoka et al., 1993; 松浦, 1998).

周南層群は本地域南東部と北部に分布し, 安山岩質溶岩・火山礫凝灰岩・ガラス質溶結凝灰岩からなる (西野・村上, 1965).

阿武層群は本地域中央部に広く分布する. これは村上・西野 (1967) により長門峡岩体と呼ばれ, 下位から篠目累層, 舞谷累層, 江舟累層に区分されていたが, 本研究ではこの層



第2図. 山口県中央部の地質図と地質断面図. 地質図中の小黑丸は全岩分析を行った試料の採取地点を示す. 数字付きの小黑丸の分析値を第1表に示した.

序を変更し、下位から阿東層、生雲層、佐々並層に区分した。阿東層は嘉年溶結凝灰岩部層と十種ヶ峰砂岩泥岩部層、生雲層は湯ノ瀬溶結凝灰岩部層と薄谷山流紋岩質溶岩、佐々並層は杣木谷溶結凝灰岩部層、見付シルト岩部層、北木間溶結凝灰岩部層、小吹峠珪長質貫入岩類、小松ヶ谷デイサイト質溶岩に区分した。十種ヶ峰砂岩泥岩部層と見付シルト岩部層は湖成堆積物である（第1表）。

広島花崗岩類は、本地域北部と南東部および南西部に分布する。このうち南西部の鳳山花崗閃緑岩体からは102±4 MaのRb-Sr全岩アイソクロン年代が報告されている（Shibata and Ishihara, 1979）。また阿武層群を貫く小規模な花崗岩類や閃緑岩・斑れい岩の岩脈または岩株が認められる。

第四紀の火山岩類は本地域北部と東部に点在して分布する。これらは阿武単成火山群と青野山火山群に区分されている（角縁ほか, 1995）。

阿武層群の層序区分

1. これまでの研究

阿武層群は大きく山口県北部（阿武町・須佐町周辺）、山口県北西部（長門市・豊北町周辺）、山口県中央部～島根県西部（旭村・川上村・阿東町周辺）の3地域に分かれて分布している（第1図）。

村上・西野（1967）は、山口県中央部～島根県西部に分布する阿武層群を長門峡岩体と呼び、これを下位から篠目累層・舞谷累層・江舟累層の3累層に区分し、溶結凝灰岩の噴出時にコールドロンが形成された可能性を指摘した。

今岡ほか（1984）は、長門峡岩体の北部（徳佐周辺地域）を調査し、篠目累層と舞谷累層を再定義した。すなわち篠目累層をa層、b層の2層に、舞谷累層をc層、d層、e層の3層に区分した。a層は流紋岩質凝灰岩、b層は流紋デイサイト質溶結凝灰岩、c層は湖成堆積物、d層は流紋デイサイト質溶結凝灰岩、e層は流紋岩質溶岩である。このうちc層は、篠目累層と舞谷累層を区分する鍵層として広く追跡される。

以上のように、長門峡岩体の火山層序学的な研究は部分的であり、これを全体的な視野でとらえ、統一的な層序区分を行った研究は行われていない。村上・西野（1967）は層序区分の根拠を明示していない。また今岡ほか（1984）のa～e層という名称は岩相を表現していない。

2. 層序区分の再検討

(1) 層序区分の変更理由 篠目累層と舞谷累層は、今岡ほか（1984）のc層を鍵層として層序的に区分される。従来、生雲～江舟地域（本地域中部）には江舟累層が分布するとされてきたが（村上・西野, 1967）、本研究によって、これらの地域にも舞谷累層のc層が広く連続して分布し、江舟累層の多くの部分が舞谷累層のd層に対比されることが明らかとなった（第2図）。

一方、長門峡岩体の南西部（佐々並周辺地域）に分布する溶結凝灰岩は、今岡ほか（1984）の篠目累層や舞谷累層とは異なった特徴を有することが分かった。すなわち後述するように、これらは同じSiO₂含有量の篠目累層および舞谷累層

第1表. 阿武層群構成岩類の層序区分、層厚、岩相の一覧。

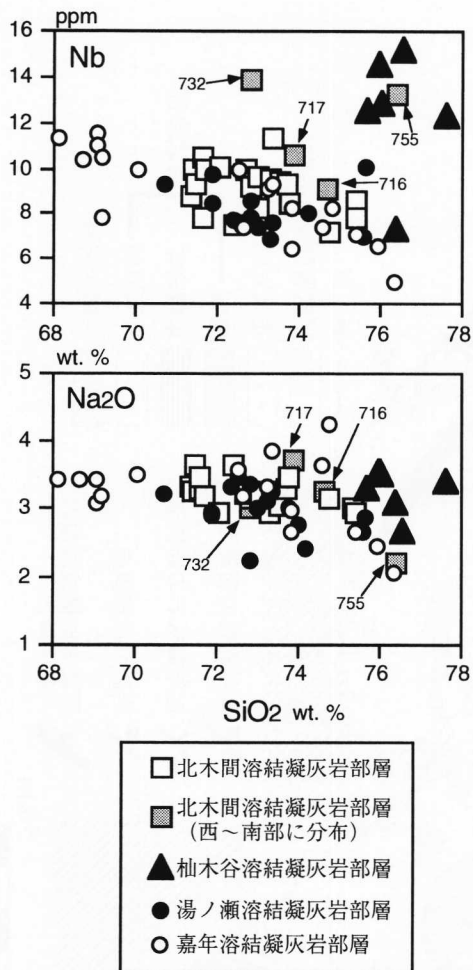
層群	層	部層	層厚 (m)	岩相
阿武層群 (後期白亜紀)	佐々並層	小松ヶ谷デイサイト質溶岩		デイサイト質溶岩、岩脈
		小吹峠珪長質貫入岩類		流紋岩質溶岩、石英斑岩・珪長岩岩脈
		北木間溶結凝灰岩部層	500+	流紋デイサイト～流紋岩質溶結凝灰岩 最下部に火山礫凝灰岩
		見付シルト岩部層	5-30	凝灰質シルト岩・泥岩・砂岩
		杣木谷溶結凝灰岩部層	300	高SiO ₂ 流紋岩質溶結凝灰岩 最下部に凝灰角礫岩
	生雲層	薄谷山流紋岩質溶岩		流紋岩質溶岩、石英斑岩・珪長岩・花崗斑岩岩脈
		湯ノ瀬溶結凝灰岩部層	340+	流紋デイサイト～流紋岩質溶結凝灰岩 最下部に火山礫凝灰岩
	阿東層	十種ヶ峰砂岩泥岩部層	5-300	凝灰質砂岩・泥岩・シルト岩・凝灰岩・礫岩
		嘉年溶結凝灰岩部層	1000+	流紋デイサイト～流紋岩質溶結凝灰岩 最下部に堆積岩類

と比較して高いNbとNa₂O含有量を示す（第3図）。したがって、佐々並周辺地域の珪長質火山岩類は篠目累層や舞谷累層とは別の層準であると考えられるので、筆者らはこれらを佐々並層として区別し、下位から杣木谷溶結凝灰岩部層、見付シルト岩部層、北木間溶結凝灰岩部層、小吹峠珪長質貫入岩類、および小松ヶ谷デイサイト質溶岩に区分した。

(2) 佐々並層と篠目累層・舞谷累層の層序関係 篠目累層・舞谷累層と佐々並層の主体をなす杣木谷溶結凝灰岩部層・北木間溶結凝灰岩部層の境界には小吹峠珪長質貫入岩類が高角度で貫入している。小吹峠珪長質貫入岩類は連続性の良い岩脈で全体として環状の分布を示しており（第2図）、その内側地域に分布する杣木谷溶結凝灰岩部層・見付シルト岩部層・北木間溶結凝灰岩部層の面構造は小松ヶ谷デイサイト質溶岩の方向に傾斜する盆状構造をなす（第4図：後述）。この盆状構造とそれを埋積する佐々並層は篠目累層や舞谷累層を切って形成されているので、佐々並層は篠目累層や舞谷累層よりも後に形成された可能性が高い。

(3) 層序名の変更 小論では長門峡岩体の層序を下位から、嘉年溶結凝灰岩部層、十種ヶ峰シルト岩部層、湯ノ瀬溶結凝灰岩部層、薄谷山流紋岩質溶岩、杣木谷溶結凝灰岩部層、見付シルト岩部層、北木間溶結凝灰岩部層、小吹峠珪長質貫入岩類、小松ヶ谷デイサイト質溶岩に区分した（第1表）。

今岡ほか（1984）が再定義した篠目累層のa層とb層、および舞谷累層のc層・d層・e層の名称は岩相を表現していないので、以下のように名称を変更した。本研究では本地域南部において篠目累層のa層とb層の区分を明瞭に区分できなかったため、一括して嘉年溶結凝灰岩部層とした。舞谷累層のc層は十種ヶ峰砂岩泥岩部層、d層は湯ノ瀬溶結凝灰岩部層、e層は薄谷山流紋岩質溶岩とした。村上・西野



第3図. 溶結凝灰岩のNb, Na₂O組成変化図.

(1967)の江舟累層の分布地域は、湯ノ瀬溶結凝灰岩部層、杣木谷溶結凝灰岩部層、見付シルト岩部層、北木間溶結凝灰岩部層、小松ヶ谷デイサイト質溶岩の分布地域となったので、江舟累層は廃止した。

本地域の阿武層群の中で最初の大規模な火砕流堆積物である嘉年溶結凝灰岩部層と、それに引き続く休止期の堆積物である十種ヶ峰シルト岩部層とをあわせて阿東層とした。休止期を挟んで二回目の大規模な火砕流堆積物である湯ノ瀬溶結凝灰岩部層とそれに引き続く薄谷山流紋岩質溶岩をあわせて生雲層とした。杣木谷溶結凝灰岩部層～小松ヶ谷デイサイト質溶岩は阿東層や生雲層とは組成の異なるマグマ(第3図)の活動と考えられるので佐々並層とした(第1表)。

井川ほか(1999)は、薄谷山流紋岩質溶岩から88.7±13.8 Ma, それを貫く石洞ヶ岳文象斑岩から86.3±5.6 MaのRb-Sr全岩アイソクロン年代を報告している。両者のRb-Sr全岩アイソクロン年代の類似性から、両者はほぼ同時期に形成されたものと考えられる。

阿武層群の層序と岩相

1. 阿東層 (Ato Formation)

(1) 嘉年溶結凝灰岩部層 (Kane Welded Tuff Member)

本部層は今岡ほか(1984)の篠目累層のa層とb層に相当し、これを改称したものである。

<模式地>山口県阿武郡阿東町嘉年

<分布>本地域北部～中部の嘉年～徳佐～地福～篠目周辺に広く分布する(第2図)。

<層厚>1000 m+

<岩相>主に溶結凝灰岩からなり、最下部に礫岩・砂岩・頁岩からなる堆積岩類を伴う。

<特徴>本部層の最下部に認められる堆積岩類は、模式地付近で最もよく観察される。ここでは基盤の関門層群を覆う基底礫岩から始まり、その上位に厚さ10数mの砂岩と頁岩が観察される。また溶結凝灰岩の最下部に直径数cmの砂岩と泥岩の角礫を含む凝灰角礫岩が認められることもある。

本部層の主体をなす溶結凝灰岩は、塊状で岩相変化に乏しく、扁平な本質レンズを伴うユータキシティック構造が顕著に認められる場合と、認められない場合がある。ただ、この構造が見えない場合でも鏡下では火山ガラスの潰れた組織が認められる場合が多い。

<斑晶モード>本部層の溶結凝灰岩は斑晶を27～50%(平均38%)含み、石英を1.6～22%(平均11%)、斜長石を6.5～25%(平均16%)、カリ長石を2.2～16%(平均8.0%)、角閃石を0.1～5.1%(平均1.6%)、黒雲母を0.1～2.9%(平均1.0%)含む(第5図)。角閃石と黒雲母は緑泥石などに置換されている。なお本研究における斑晶モードは0.15mm間隔で約2000点の計測で算出した。

(2) 十種ヶ峰砂岩泥岩部層 (Tokusagamine Sandstone-Mudstone Member) 本部層は今岡ほか(1984)のc層に相当し、これを改称したものである。

<模式地>山口県阿武郡阿東町十種ヶ峰南麓

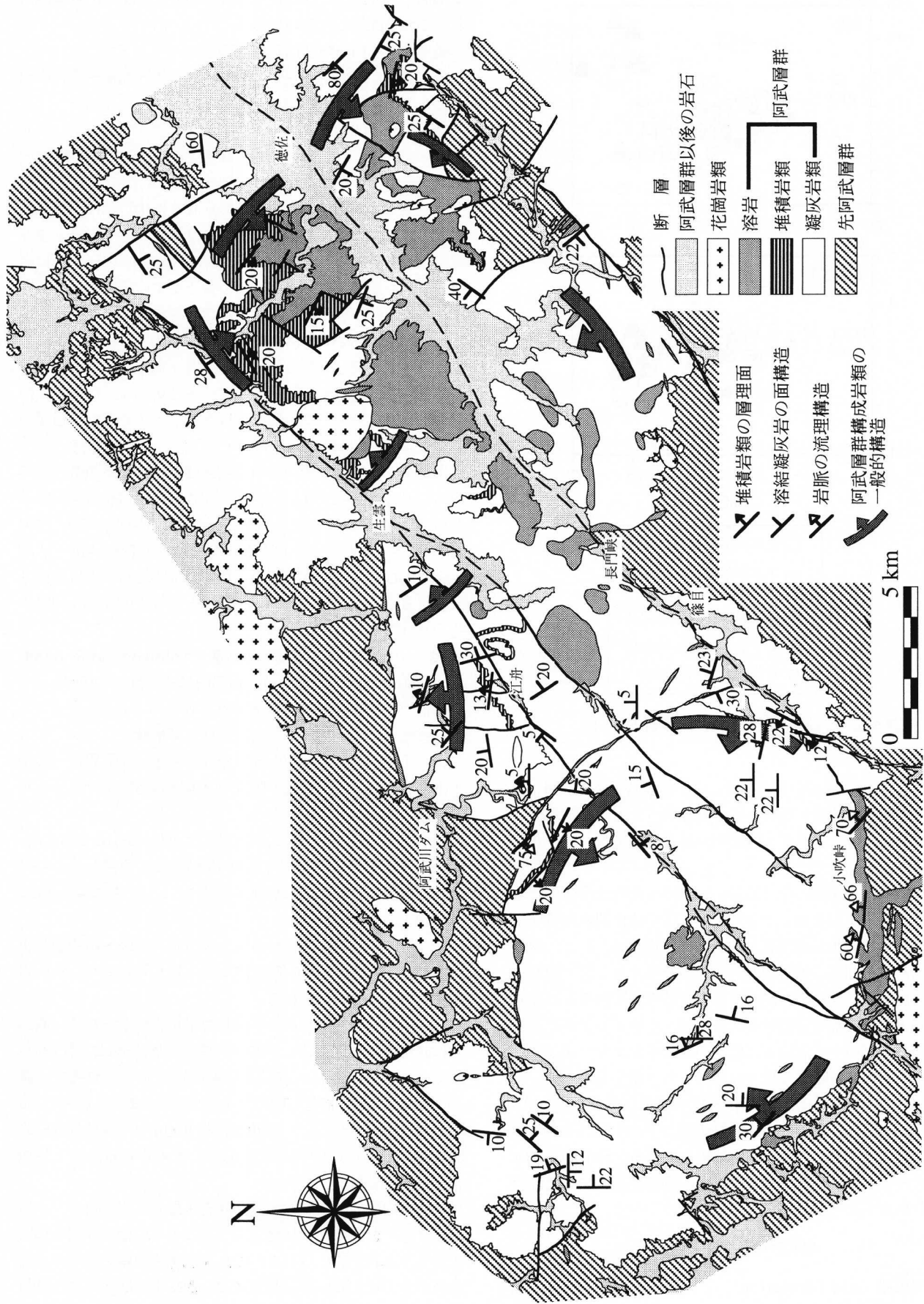
<分布>本地域北部～中部(徳佐～嘉年・生雲周辺・黒獅子山南側山腹・江舟周辺・阿武川ダム貯水池周辺)に分布する(第2図)。

<層厚>5～300 m。模式地周辺では200～300 mであるが、その南西側の生雲の北側では60 m前後まで急減し、さらに西へ向かうに従って層厚が徐々に減少し、江舟集落周辺で5～30 mになる(第2図)。

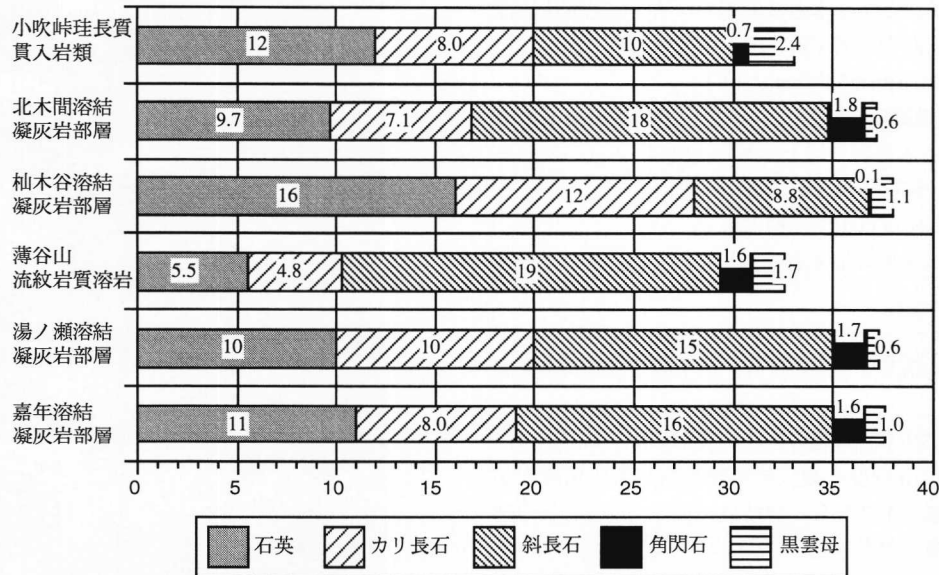
<岩相>明灰色凝灰質砂岩～シルト岩・黒色～暗灰色凝灰質頁岩・赤褐色～明灰色凝灰質シルト岩からなるが、安山岩質凝灰岩も少量認められる。

<特徴>本部層は主として細粒の堆積岩類からなり、露頭では成層構造を示すことが多い。模式地周辺では、数cm～数10cm単位の粗粒～細粒凝灰質砂岩・泥岩・凝灰岩・礫岩が互層し、級化構造も明瞭である。礫岩はまれに認められ、その礫は円磨度が高く、礫径は最大50 cmで、礫種は溶結凝灰岩および周辺の中・古生層由来と考えられる砂岩・粘板岩・チャートなどである。

本地域中部の生雲周辺では、砂岩・泥岩・凝灰質シルト岩が産する。その南西の江舟周辺ではこれらの他に赤褐色の凝灰質シルト岩が認められる。これらは層厚が薄いものによく連続する(第2図)。生雲周辺では、模式地で認められる礫岩層を欠いているが、その他の岩相は模式地のものに酷似して



第4図. 阿武層群の地質構造図.



第5図. 溶結凝灰岩の斑晶モード組成. 嘉年溶結凝灰岩部層は19試料, 湯ノ瀬溶結凝灰岩部層は18試料, 薄谷山流紋岩質溶岩は9試料, 杣木谷溶結凝灰岩部層は6試料, 北木間溶結凝灰岩部層は29試料, 小吹峠珪長質貫入岩類は7試料の平均値. グラフ上の数字は容量%.

いる. 露頭では数10cm~数m単位で成層し, 単層内は塊状を呈する. 以上の特徴は比較的静穏な環境下での堆積を示唆している. 本部層は湖成層である可能性が高い.

<下位層との関係>本部層と嘉年溶結凝灰岩部層の接触部には削り込みではなく平滑であるので, 本部層は嘉年溶結凝灰岩部層を整合に覆うと考えられる.

2. 生雲層 (Ikumo Formation)

(1) 湯ノ瀬溶結凝灰岩部層 (Yunose Welded Tuff Member) 本部層は今岡ほか (1984) のd層に相当し, これを改称したものである.

<模式地>山口県阿武郡川上村湯ノ瀬
<分布>本地域東部~中部の地福および生雲~阿武川ダム貯水池周辺に分布する.

<層厚>本部層基底部と周辺の標高から, 阿武川ダム貯水池周辺で340m+と推定される.

<岩相>主に溶結凝灰岩からなるが, 最下部に軽石を含んだ火山礫凝灰岩を伴うことがある.

<特徴>本部層の最下部を構成する火山礫凝灰岩は模式地周辺で認められる. 直径2~5cmの白色の軽石を含み, 層厚は約20mである. また阿東町地福でも溶結凝灰岩の最下部に1~10cmの凝灰岩礫を含む角礫岩層が認められる.

本部層の主体をなす溶結凝灰岩の岩相は, 塊状で肉眼的に変化に乏しい. 嘉年溶結凝灰岩部層と比較して一般に粗粒で, 自形性の強い石英や長石類の斑晶が認められる. 本質レンズは幅1~2mm, 長さ1cm前後がほとんどであるが, 一部には幅5mm, 長さ数cmのものを含むユータキシティック構造が顕著な岩石も認められる.

<斑晶モード>本部層の溶結凝灰岩は斑晶を22~50% (平均38%) 含み, 石英を4.9~19% (平均10%), 斜長石を2.5~28% (平均15%), カリ長石を4.7~23% (平均10%), 角閃石

を3.7%以下 (平均1.7%), 黒雲母を1.9%以下 (平均0.6%) 含む (第5図). これらの値は嘉年溶結凝灰岩部層の斑晶モードの値と類似している. 角閃石と黒雲母は緑泥石などに置換されている.

<下位層との関係>本部層と十種ヶ峰砂岩泥岩部層の接触部には削り込みではなく, 両者の境界は平滑であるので, 本部層は十種ヶ峰砂岩泥岩部層を整合に覆うと考えられる.

(2) 薄谷山流紋岩質溶岩 (Usutaniyama Rhyolitic Lava) 本溶岩は今岡ほか (1984) のe層に相当し, これを改称したものである.

<模式地>山口県阿武郡阿東町徳佐薄谷山
<分布>多数の岩体に分かれて, 本地域東部~中部の徳佐から長門峡にかけて点在して分布する (第2図).

<岩相>主に流紋岩質溶岩からなるが, 珪長岩や石英斑岩の岩脈としても産する.

<特徴>本溶岩は主に流理構造の発達した流紋岩質溶岩からなる. また幅数mmのオパール脈や, 直径数mmから10数cm程度の球顆状組織が数多く認められることがある. 今岡ほか (1984) は, 溶岩の流理構造の詳細な検討から, この溶岩が上に開いたロート状の構造をなすことを明らかにし, endogenous lava domeを形成していたと推定した. 本溶岩からは88.7±13.8MaのRb-Sr全岩アイソクロン年代が報告されている (井川ほか, 1999).

<斑晶モード>本溶岩は斑晶を24~41% (平均32%) 含み, 石英を1.9~8.8% (平均5.5%), 斜長石を12~24% (平均19%), カリ長石を0.4~19% (平均4.8%), 角閃石を0.3~5.4% (平均1.6%), 黒雲母を0.2~2.8% (平均1.7%) 含む (第5図).

<下位層との関係>多くの場合, 嘉年溶結凝灰岩部層・十種ヶ峰砂岩泥岩部層・湯ノ瀬溶結凝灰岩部層に対して, 高角

度で貫入している。しかし本地域東部では嘉年溶結凝灰岩部層や十種ヶ峰砂岩泥岩部層を緩く覆う場合もある。

3. 佐々並層 (Sasanami Formation)

(1) 杣木谷溶結凝灰岩部層 (Somakidani Welded Tuff Member) 新称。本部層は村上・西野 (1967) の江舟累層または舞谷累層の一部に相当する。

<模式地>山口県阿武郡川上村杣木谷

<分布>本地域中部の杣木谷と見付に約7km離れて分布する(第2図)。

<層厚>300m+

<岩相>主に溶結凝灰岩からなり、最下部では凝灰角礫岩を伴う。

<特徴>川上村杣木谷付近の笹尾川河床では、本部層の最下部に最大径30cm程度の凝灰岩角礫を含む凝灰角礫岩が伴われる。本部層の主体をなす溶結凝灰岩は、肉眼では溶結構造が不明瞭で構造要素に乏しい。

<斑晶モード>本部層の溶結凝灰岩は斑晶を32~48%(平均38%)含み、石英を12~27%(平均16%)、斜長石を4.4~13%(平均8.8%)、カリ長石を7.6~20%(平均12%)、角閃石を0.4%以下(平均0.1%)、黒雲母を0.3~1.7%(平均1.1%)含む(第5図)。角閃石と黒雲母は緑泥石などに置換されている。本部層の溶結凝灰岩は他部層のそれと比較して石英に富み、角閃石に乏しい特徴を有する。

<下位層との関係>本部層は、基盤岩類と嘉年溶結凝灰岩部層に対して高角度の断層で接する。境界には岩脈(小吹峠珪長質貫入岩類)が貫入している。

(2) 見付シルト岩部層 (Mitsuke Siltstone Member) 新称。本部層は村上・西野 (1967) の江舟累層または舞谷累層の一部に相当する。

<模式地>山口県阿武郡阿東町篠目見付大峠西

<分布>本地域中部の笹尾と、見付~大峠周辺に約7km離れて分布する(第2図)。

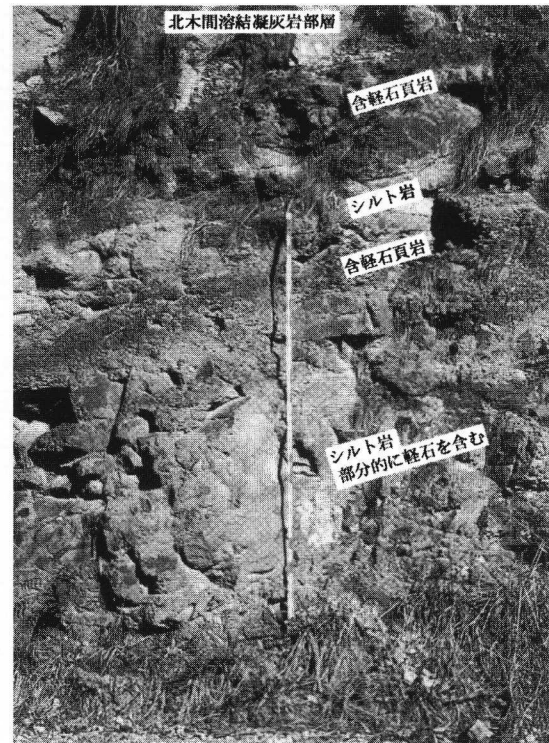
<層厚>5~30m

<岩相>主に黒色泥岩・シルト岩・凝灰質シルト岩・凝灰岩およびそれらの細互層からなり、これらは少量の軽石を含むことがある。

<特徴>本部層は杣木谷溶結凝灰岩部層の直上に重なる。層厚は比較的薄いですが、走向方向によく連続し、笹尾周辺に分布するもので約2km、大峠周辺に分布するもので約3kmの連続性が認められる。

本地域中部の笹尾周辺に分布する見付シルト岩部層には黒色泥岩が多く認められるが、模式地周辺に分布する見付シルト岩部層には凝灰岩が観察される。模式地周辺に分布する本部層の露頭写真を第6図に示す。またここでは層厚10数cm明灰色のシルト岩と、径1cmの軽石を含む茶褐色の凝灰質頁岩が互層している。単層はほぼ塊状であるが、一部に幅数mmの平行葉理が認められる(第6図)。斜交葉理は認められない。以上のような岩相上の特徴から、本部層は静穏な環境下で堆積したと推定され、湖成層と考えられる。

<見付シルト岩部層と十種ヶ峰砂岩泥岩部層を区別した根拠>本部層と十種ヶ峰砂岩泥岩部層は、岩相が類似しているの



第6図. 見付シルト岩部層の露頭写真。凝灰質シルト岩と含軽石凝灰質頁岩からなり、北西に緩く傾斜する。スケールは2m。露頭の位置は第2図に示した。

で両者を区別することが困難である。しかし、以下に述べる理由から、両者は異なる層準であると判断した。見付シルト岩部層の下位に位置する杣木谷溶結凝灰岩部層と、十種ヶ峰シルト岩部層の下位に位置する嘉年溶結凝灰岩部層の間には、全岩化学組成と斑晶モードにおいて顕著な違いが認められることから(第3・5図)、両溶結凝灰岩部層は異なる層準であると考えられる。また見付シルト岩部層と十種ヶ峰シルト岩部層をそれぞれ整合に覆う北木間溶結凝灰岩部層と湯ノ瀬溶結凝灰岩部層の間にも岩石学的な相違が認められる(第3図)。したがって、これらに挟まれる見付シルト岩部層と十種ヶ峰砂岩泥岩部層も互いに異なる層準である可能性が高い。

<下位層との関係>本部層と杣木谷溶結凝灰岩部層の接触部には凝灰岩の削り込みなどはなく平滑であるので、本部層は杣木谷溶結凝灰岩部層を整合に覆うと考えられる。

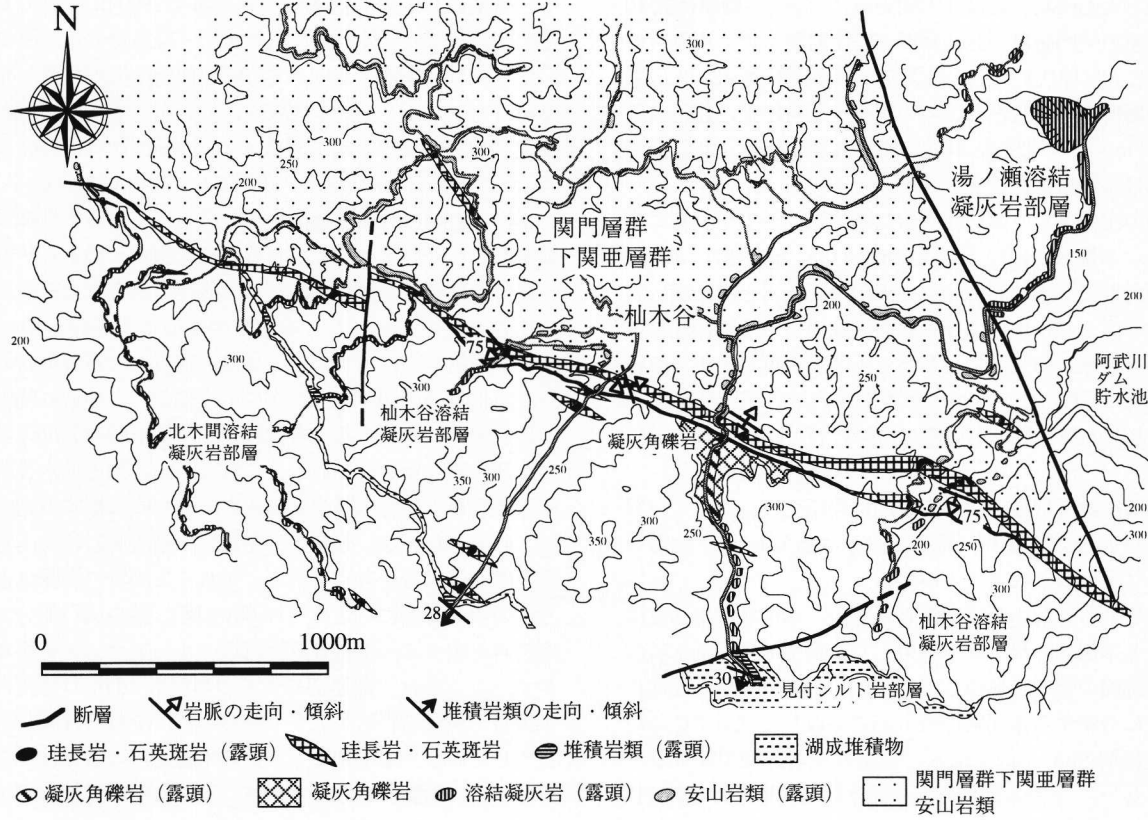
(3) 北木間溶結凝灰岩部層 (Kitakoma Welded Tuff Member) 新称。本部層は村上・西野 (1967) の江舟累層または舞谷累層の一部に相当する。

<模式地>山口県萩市北木間

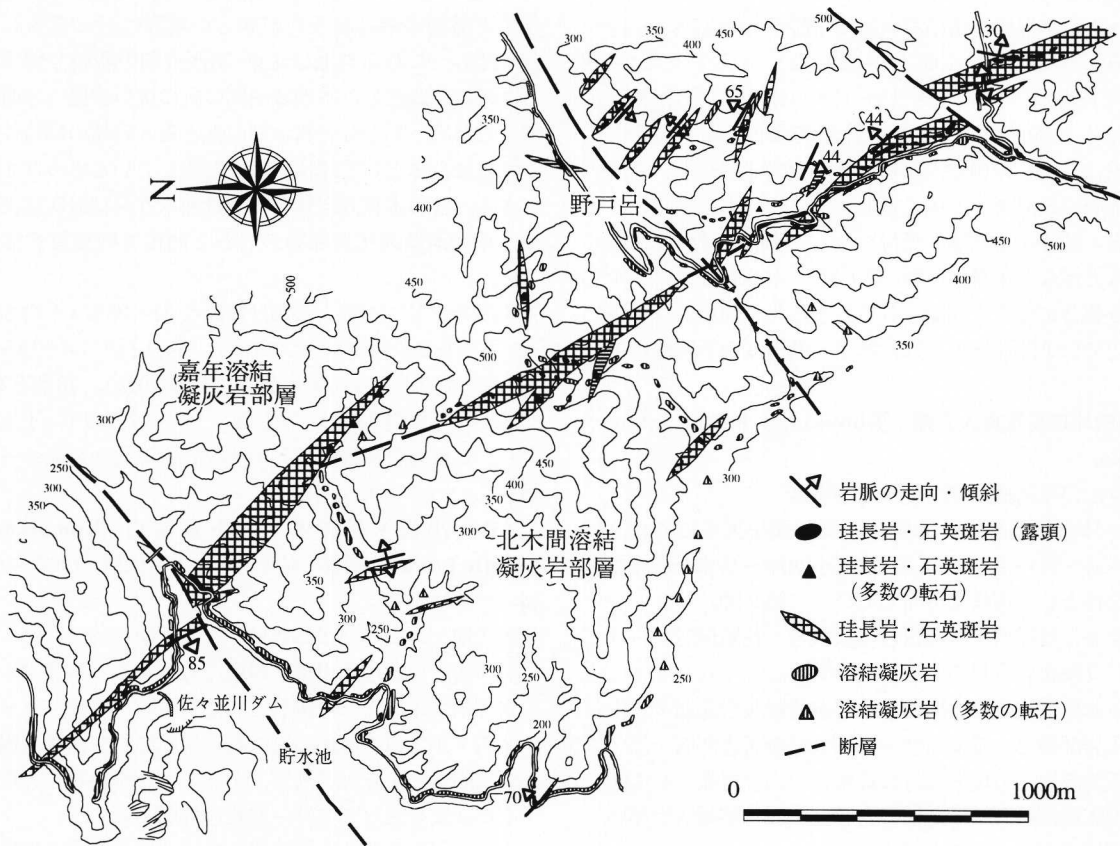
<分布>本地域西~中~南部の北木間・佐々並・舞谷・岩波周辺に広く分布する(第2図)。

<層厚>本部層基底部と周辺の標高から、本地域南部の岩波周辺で少なくとも500m+と推定される。北木間周辺では、少なくとも100m+と推定される。

<岩相>主に溶結凝灰岩からなるが、北木間周辺では溶結凝灰岩の下部に火山礫凝灰岩を伴う。



第7図. 川上村杉木谷地区のルートマップ.



第8図. 川上村野戸呂地区のルートマップ.

<特徴>火山礫凝灰岩は北木間周辺に分布し、層厚は数10 mで、基盤の関門層群下関亜層群の安山岩類を緩く不整合に覆う。これらは塊状を呈し、最大5 cm、多くは2~3 cm以下の下関亜層群の堆積岩と安山岩の角礫~亜角礫と、緑色に変質した1 cm以下の破片状本質岩片を含む。観察された全ての露頭では基質量が礫量を上回る。

本部層の主体をなす溶結凝灰岩は本地域西~中~南部に広く分布し、本地域西部の大谷山^{おおたにやま}(582.8 m)と桂木山^{かつらぎやま}(701.6 m)山頂付近にも本部層に類似の火山礫凝灰岩と溶結凝灰岩が分布する。また本地域南部の岩波~高津では小吹峠珪長質貫入岩類(岩脈)の北側に分布する下関亜層群の安山岩を緩く覆う(第2図)。この地域では本部層の基底部に直径数10 cmの安山岩角礫を含む小規模な角礫岩層が認められることがある。

これら溶結凝灰岩は塊状で肉眼的に岩相変化に乏しく、異質礫をほとんど含まない。野外では厚さ数mm以下の薄い本質レンズが認められることが多い。

<本部層と柚木谷溶結凝灰岩部層の区分>本地域南部の高津に分布する本部層の最下部で採取した試料755は、柚木谷溶結凝灰岩部層の組成と類似している(第3図)。しかし高津に近い岩波に分布する本部層の最下部で採取した試料732の組成は、比較的SiO₂が低く柚木谷溶結凝灰岩部層の組成範囲には入らない。また本地域西部の北木間で採取した試料717や716も柚木谷溶結凝灰岩部層の組成とは異なっている。したがって、本地域西部には柚木谷溶結凝灰岩部層は分布しないか、分布してもごく一部と考えられる。

<斑晶モード>本部層の溶結凝灰岩は斑晶を21~47%(平均37%)含み、石英を3.0~18%(平均9.7%)、斜長石を2.4~25%(平均18%)、カリ長石を2.4~15%(平均7.1%)、角閃石を5.3%以下(平均1.8%)、黒雲母を3.4%以下(平均0.6%)含む。これらの値は、嘉年溶結凝灰岩部層や湯ノ瀬溶結凝灰岩部層の斑晶モード値と類似している(第5図)。

<下位層との関係>本部層と見付シルト岩部層の接触部には削り込みなどはなく平滑であり(第6図)、本部層は見付シルト岩部層を整合に覆うと判断される。また北木間および岩波~高津周辺では下関亜層群をほぼ水平~低角度の不整合に覆う。

(4) 小吹峠珪長質貫入岩類 (Kobukidao Felsic Intrusive Rocks)

<模式地>山口県阿武郡旭村佐々並小吹峠

<分布>本地域西部の北木間周辺で露頭を欠く以外は、明木~柚木谷~野戸呂~見付、および小吹峠~高津~岩波に露出し、全体として環状に分布している(第2図)。

<岩相>主に珪長岩・石英斑岩・流紋岩・花崗斑岩からなり、まれに文象斑岩も見られる。

<特徴>本貫入岩類は、主に柚木谷溶結凝灰岩部層・北木間溶結凝灰岩部層と、基盤岩類・嘉年溶結凝灰岩部層・湯ノ瀬溶結凝灰岩部層との境界付近に連続性の高い岩脈として産し、また柚木谷溶結凝灰岩部層および北木間溶結凝灰岩部層を貫く小規模な岩脈としても産する。

このうち、本地域南部の小吹峠~高津~岩波周辺に分布す

る岩脈は最も規模が大きく、最大幅は1000 mに及んでいる(第2図)。この岩体は主に石英斑岩・珪長岩および流紋岩からなり、ほぼ東西の走向、約70°北傾斜の流理構造が発達している(第4図)。また本地域南部に分布する大田層群と周防変成岩類との境界断層に貫入する石英斑岩の岩脈は、200~400 mの幅を有し南東方向へ約5.5 km連続している。

本貫入岩類は分布の特徴から、以下に述べるように環状岩脈を形成していると考えられる。特に明木~柚木谷~野戸呂~見付では岩脈の幅が狭いため、既存の研究ではその多くが見出されていなかった。本地域中部の柚木谷付近のルートマップを第7図に示す。ここでは、珪長岩と石英斑岩の岩脈が、西北西~東南東の走向、約70°南傾斜で、地形に関係なくほぼ直線状に連続する。岩脈の南側には下関亜層群の安山岩類が薄く取り残されている。これら安山岩類と柚木谷溶結凝灰岩部層および北木間溶結凝灰岩部層が直に接する露頭は確認されていないが、両者の分布から溶結凝灰岩は安山岩類に高角度で接すると考えられる。これらと同質の岩脈は本地域西部の明木方面にも認められ(第2図)、幅の広い部分では花崗斑岩も産する。また野戸呂付近のルートマップを第8図に示す。ここでは一部途切れるものの幅数10 mの珪長岩・石英斑岩・流紋岩岩脈が数多く認められ、それらは同じ方向に貫入している。第7図に示した柚木谷周辺の岩脈は、この野戸呂周辺の岩脈群へとつながり、さらに南の見付方面まで連続している(第2図)。

このように明木~柚木谷~野戸呂~見付にかけての地域では、幅数m~数10 mの小規模な岩脈が基盤の中・古生界中と佐々並層の溶結凝灰岩部層との境界付近に貫入している(第2図)。これら岩脈は北東~南西方向の断層で切られているために、既述した本地域南部の幅の広い岩脈へは直接には連続しない。しかし岩質の類似性と貫入時期の同時性から、これらは全体として環状岩脈を形成しているとみなすことができる。なお本貫入岩類の多くは柚木谷溶結凝灰岩部層および北木間溶結凝灰岩部層の岩石と同程度の変質を被っている。

<斑晶モード>本貫入岩類は斑晶を31~35%(平均33%)含み、石英を4.9~16%(平均12%)、斜長石を7.4~13%(平均10%)、カリ長石を5.4~11%(平均8.0%)、角閃石を0.1~2.5%以下(平均0.7%)、黒雲母を1.4~3.7%以下(平均2.4%)含む。これらの値は、薄谷山流紋岩質溶岩の斑晶モード値と類似している(第5図)。

(5) 小松ヶ谷デイサイト質溶岩 (Komatsugatani Dacitic Lava)

新称。本溶岩は村上・西野(1967)の江舟累層の一部に相当する。

<模式地>山口県阿武郡旭村佐々並小松ヶ谷

<分布>模式地周辺に小規模に分布する(第2図)。

<岩相>本溶岩は、斑晶として斜長石・石英・カリ長石・角閃石・黒雲母の他に斜方輝石と単斜輝石を含み、周囲の珪長質火山岩類よりも苦鉄質である。また単斜輝石と角閃石の一部が変質を免れており、変質の程度も弱い。

小松ヶ谷デイサイト質溶岩と小吹峠珪長質貫入岩類は離れて分布するために活動の前後関係は不明であるが、変質程度

が常に小吹峠珪長質貫入岩類の方が強いので、ここでは小松ヶ谷デイサイト質溶岩を後の活動とみなした。
 <下位層との関係>本溶岩は北木間溶結凝灰岩部層に貫入している。

溶結凝灰岩類の全岩化学組成

上に述べた溶結凝灰岩同士の区分に資するために、これらの全岩化学組成を測定した。測定には山口大学機器分析センターと新潟大学理学部に設置されている全自動蛍光 X 線分析装置、理学電機 RIX3000 を使用した。分析方法は梅本ほか(2000)と高橋・周藤(1997)にしたがった。本地域の溶結凝灰岩の代表的な分析値を第 2 表に、試料の採取地点を第 2 図に示した。

溶結凝灰岩同士の区分には Na₂O および Nb が特に有効である。嘉年溶結凝灰岩部層は SiO₂ を 68.7~76.4 wt.%, Na₂O を 2.1~4.3 wt.%, Nb を 5~12 ppm 含む。湯ノ瀬溶結凝灰岩部層は SiO₂ を 70.7~75.7 wt.%, Na₂O を 2.3~3.5 wt.%, Nb を 7~10 ppm 含む。柚木谷溶結凝灰岩部層は SiO₂ を 75.7~77.6 wt.%, Na₂O を 2.7~3.6 wt.%, Nb を 12~25 ppm 含む。北木間溶結凝灰岩部層は SiO₂ を 71.4~76.4 wt.%, Na₂O を 2.2~3.7 wt.%, Nb を 12~27 ppm 含む。

柚木谷溶結凝灰岩部層は SiO₂ が 75 wt.% 以上で最も SiO₂ に富んでいる(第 3 図)。また第 3 図において柚木谷溶結凝灰岩部層は、他の溶結凝灰岩と比較して高 Nb 領域にプロットされ、また同 SiO₂ 量のそれと比較してやや Na₂O が高い。また北木間溶結凝灰岩部層も比較的高 Nb 組成を有する(第 3 図)。このように、柚木谷溶結凝灰岩部層および北木間溶結凝灰岩部層は、全岩化学組成において嘉年溶結凝灰岩部層や湯ノ瀬溶結凝灰岩部層とはやや異なる特徴を示す。

阿武層群の地質構造

1. 構成岩類の面構造

長門峡岩体の主体をなす溶結凝灰岩は概ね塊状であるが、一部には溶結構造に起因する面構造が認められる。また溶結凝灰岩に挟まれる堆積岩類の構造も岩体の構造を知る上で重要な指標となる。これら構成岩類の面構造のコンパイルマップを第 4 図に示す。

嘉年溶結凝灰岩部層は徳佐地域において南に開いた半盆状構造を示す。一方、長門峡~篠目地域では 5~20° 北~北東に傾斜する。十種ヶ峰砂岩泥岩部層は徳佐地域では嘉年溶結凝灰岩部層と同様の構造を示すが、その南西側の生雲地域では北傾斜を示す。すなわち徳佐~生雲地域において阿武層は一つの閉じた盆状構造を形成している。一方、江舟~阿武川ダム貯水池周辺では十種ヶ峰砂岩泥岩部層は概ね 5~15° の北~北東傾斜である。湯ノ瀬溶結凝灰岩部層も阿武川ダム貯水池周辺で 10~20° の北~北東傾斜を示す。生雲~江舟~篠目地域における嘉年溶結凝灰岩部層・十種ヶ峰シルト岩部層・湯ノ瀬溶結凝灰岩部層の構造は、緩やかな北~北東傾斜ではほぼ同じである。

柚木谷溶結凝灰岩部層は見付付近では約 10° の西傾斜を示す。見付シルト岩部層は走向が環状岩脈を構成する小吹峠珪

第 2 表. 溶結凝灰岩の代表的分析値。採取地は第 2 図に示した。* 印の 716~755 は本地域西~南部の北木間~高津周辺で採取した試料。Fe₂O₃* は全鉄、LOI は強熱減量。

層序 No.	嘉年溶結凝灰岩部層					湯ノ瀬溶結凝灰岩部層					
	181	51	600	444	1163	147	417	29	85	14	1172
SiO ₂ wt.%	66.06	67.04	70.22	71.10	73.46	67.86	69.26	70.48	71.06	73.02	74.23
TiO ₂	0.44	0.36	0.21	0.25	0.15	0.36	0.31	0.25	0.19	0.19	0.20
Al ₂ O ₃	15.01	14.53	14.10	13.86	12.98	14.44	14.04	14.16	14.14	12.98	13.97
Fe ₂ O ₃ *	3.85	3.39	2.40	2.09	1.62	3.01	2.92	2.27	2.10	1.33	1.85
MnO	0.06	0.05	0.04	0.06	0.06	0.06	0.06	0.04	0.04	0.03	0.05
MgO	0.89	0.59	0.39	0.30	0.26	0.36	0.70	0.51	0.39	0.24	0.25
CaO	2.85	2.54	2.45	1.80	1.58	2.37	2.17	2.34	1.82	1.69	1.40
Na ₂ O	2.96	3.35	3.08	3.25	2.36	3.10	2.80	3.39	3.03	2.78	2.62
K ₂ O	3.82	4.05	3.97	4.52	4.39	4.62	4.33	3.86	4.39	4.35	3.78
P ₂ O ₅	0.11	0.09	0.05	0.06	0.04	0.09	0.07	0.06	0.04	0.04	0.05
LOI	3.10	3.38	2.43	2.40	1.85	2.68	2.46	1.95	2.17	2.82	1.56
Total	99.14	99.38	99.34	99.67	98.75	98.94	99.11	99.30	99.37	99.46	99.96
V ppm	34	29	16	16	13	27	22	19	16	11	14
Rb	119	132	116	154	161	154	148	104	139	173	126
Sr	248	206	193	163	142	210	244	218	172	115	186
Y	41	26	23	28	27	27	27	22	24	33	22
Zr	176	159	145	131	136	169	158	159	137	118	132
Nb	12	10	7	9	7	9	8	7	7	10	7
Ba	768	810	783	572	661	784	832	875	843	464	740
層序 No.	柚木谷溶結凝灰岩部層				北木間溶結凝灰岩部層						
	460	931	933	527	507	591	424	716*	717*	732*	755*
SiO ₂ wt.%	76.59	74.57	74.99	69.91	71.00	72.17	72.34	73.56	72.98	70.82	74.93
TiO ₂	0.11	0.12	0.15	0.26	0.24	0.23	0.28	0.17	0.21	0.29	0.16
Al ₂ O ₃	13.11	13.36	13.58	14.92	13.89	14.09	13.25	13.78	13.90	14.41	13.20
Fe ₂ O ₃ *	0.48	1.23	1.51	2.74	2.16	2.09	2.57	1.85	1.47	2.34	1.37
MnO	0.01	0.03	0.04	0.06	0.05	0.05	0.05	0.04	0.04	0.08	0.03
MgO	0.09	0.17	0.22	0.49	0.39	0.31	0.59	0.30	0.26	0.33	0.30
CaO	0.14	0.78	0.31	2.57	2.87	2.19	2.45	1.23	1.72	1.65	1.01
Na ₂ O	3.36	3.24	3.52	3.58	2.84	2.99	3.40	3.23	3.67	2.92	2.10
K ₂ O	4.79	5.08	4.49	3.54	3.63	4.19	3.29	4.49	4.64	4.58	5.05
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.03	0.05	0.05	0.04	0.06	0.03	0.04	0.05	0.03
LOI	1.04	1.28	1.15	2.36	2.09	2.37	2.09	1.76	1.63	2.63	1.85
Total	99.74	99.89	99.97	100.47	99.19	100.71	100.37	100.43	100.56	100.10	100.02
V ppm	8	11	16	23	27	17	25	15	12	30	15
Rb	193	204	193	117	122	120	126	146	167	156	174
Sr	83	90	113	210	201	184	173	188	136	176	131
Y	33	34	53	34	22	24	26	42	31	25	68
Zr	99	108	111	172	167	170	152	138	135	176	128
Nb	12	13	14	9	10	9	8	9	11	14	13
Ba	262	320	292	744	913	1010	632	717	479	735	421

長質貫入岩類の貫入方向に沿い、小松ヶ谷デイサイト質溶岩の方向に 10~20° 傾斜する。北木間溶結凝灰岩部層の面構造も走向が環状岩脈の貫入方向に沿っており、傾斜は小松ヶ谷デイサイト質溶岩の方向に約 10~30° である。この傾斜は分布域の周縁部でも中央部でもほぼ同じである。柚木谷溶結凝灰岩部層・見付シルト岩部層・北木間溶結凝灰岩部層の構造はほぼ共通であり、これらの面構造は小吹峠珪長質貫入岩類が形成する環状岩脈に沿った走向を有する一つの閉じた盆状構造を示す。

2. 基盤との関係

嘉年溶結凝灰岩部層は多くの場所では基盤の中・古生界を不整合で覆う。しかし本地域東部の柚木と本地域中部の築地では高角度で基盤と接する(第 2 図)。この部分では両者の境界部に流紋岩・珪長岩・輝石安山岩の岩脈が貫入することがある。

湯ノ瀬溶結凝灰岩部層は基盤の中・古生界と高角度の断層で接する(第 2 図)。特に生雲~蔵日喜~阿武川ダムサイト地域における基盤岩との接触面は、基盤岩側が地形的に低い東西方向の明瞭なリニアメントとなっている。これに沿って珪長岩や石英斑岩の岩脈や貫入性火砕岩、および小規模ながら基盤の石灰岩礫からなる崖錘性礫岩が観察される(村上・河野, 1968; 井川・今岡, 1999)。

柚木谷溶結凝灰岩部層および見付シルト岩部層は、基盤岩および嘉年溶結凝灰岩部層・湯ノ瀬溶結凝灰岩部層とは高角度の断層で接する(第 2・7 図)。北木間溶結凝灰岩部層は本地域西部の北木間周辺と南部の岩波~高津を除き、高角度の断層で基盤または嘉年溶結凝灰岩部層・湯ノ瀬溶結凝灰岩部

層と接する(第2・7・8図)。北木間および岩波～高津周辺では基盤岩の下関亜層群安山岩類を低角度の不整合で覆う。特に岩波～高津周辺で北木間溶結凝灰岩部層に覆われる下関亜層群は、その主要な分布域(本地域北部)から約5km南に離れて孤立しており、その南側には下関亜層群よりも下位の先白亜系が分布している。またこの下関亜層群と先白亜系の境界には小吹峠珪長質貫入岩類に属する岩脈が高角度で貫入している(第2図)。また杣木谷溶結凝灰岩部層および北木間溶結凝灰岩部層が、基盤岩および嘉年溶結凝灰岩部層・湯ノ瀬溶結凝灰岩部層と高角度で接する場合、両者の間には岩脈(小吹峠珪長質貫入岩類)が貫入することが多い(第7・8図)。これら岩脈の貫入面または流理構造は、約70°で小松ヶ谷デイスাইト質溶岩の方向に傾斜することが多い(第4図)。

以上のように、本地域では溶結凝灰岩が基盤岩類と高角度で接する場合、両者の間に岩脈が貫入することが多い。このことは地下における断裂の存在を示唆していると考えられる。

考 察

1. コールドロンの認定理由

筆者らは、杣木谷溶結凝灰岩部層・見付シルト岩部層・北木間溶結凝灰岩部層・小吹峠珪長質貫入岩類および小松ヶ谷デイスাইト質溶岩は、以下に述べる4つの理由から東西17km、南北14kmの楕円形コールドロンを形成していると考えている。

(1) **環状岩脈の存在** 小吹峠珪長質貫入岩類は北木間付近には分布しないが、その分布から一部が欠けているものの環状岩脈を形成しているとみなせる(第2図)。開析されたコールドロンには多くの場合、明瞭な環状の境界断層または環状岩脈が見出されている(Lipman, 1984など)。

(2) **杣木谷溶結凝灰岩部層・北木間溶結凝灰岩部層と、嘉年溶結凝灰岩部層・湯ノ瀬溶結凝灰岩部層の岩石学的な相違** 杣木谷溶結凝灰岩部層とその他の溶結凝灰岩とは斑晶モード組成と全岩化学組成(特にNb)で顕著な相違が認められる(第3図)。また北木間溶結凝灰岩部層も、嘉年溶結凝灰岩部層や湯ノ瀬溶結凝灰岩部層と比較して全岩のNb含有量がやや高い岩石がある(第3図)。したがって、杣木谷溶結凝灰岩部層および北木間溶結凝灰岩部層と、嘉年溶結凝灰岩部層および湯ノ瀬溶結凝灰岩部層は、異なる層準であり活動時期が異なると思われる。

(3) **環状岩脈の内外における基盤岩の分布** 杣木谷溶結凝灰岩部層および北木間溶結凝灰岩部層が噴出した後期白亜紀当時、下関亜層群の安山岩類は本地域一帯に広く分布していたと考えられる。現在では、下関亜層群は本地域北部には広く分布するが、本地域南部の岩波～高津では北木間溶結凝灰岩部層の下位に小規模に露出するだけで、岩波～高津の南側(環状岩脈の外側)には先白亜系が分布するのみである(第2図)。杣木谷溶結凝灰岩部層および北木間溶結凝灰岩部層の噴出時にコールドロンが形成された場合、そのコールドロン内側に分布していた下関亜層群は、外側のそれよりも陥没のために位置的に低くなったと推定される。したがって、

上記のような下関亜層群の分布は、陥没後に浸食が進み岩波～高津周辺の下関亜層群が全て削剥された後も、陥没ブロック内の下関亜層群は完全に削剥されず現在まで残っていることを示すと考えられる(第2図)。

(4) **環状岩脈の内側に分布する溶結凝灰岩の面構造** 杣木谷溶結凝灰岩部層・見付シルト岩部層・北木間溶結凝灰岩部層は、小松ヶ谷デイスাইト質溶岩の方向に20°前後傾斜する盆状構造をなしている(第4図)。これらの面構造の走向は、小吹峠珪長質貫入岩類がつくる環状岩脈に沿っている。このような構造は、環状岩脈の外側に分布する嘉年溶結凝灰岩部層や湯ノ瀬溶結凝灰岩部層の緩い(約5～20°)北～北東傾斜の構造とは明らかに不連続である。陥没域を埋積する火山岩類が内側方向へ傾動する構造は多くのコールドロンで知られている(Walker, 1984; Branney, 1995など)。

以上の観察事実によって、阿武郡旭村佐々並周辺の火山岩類は環状岩脈を伴うコールドロンを形成していると考えられる。そこでこの構造を佐々並コールドロンと命名する。

2. 佐々並コールドロンの地質構造

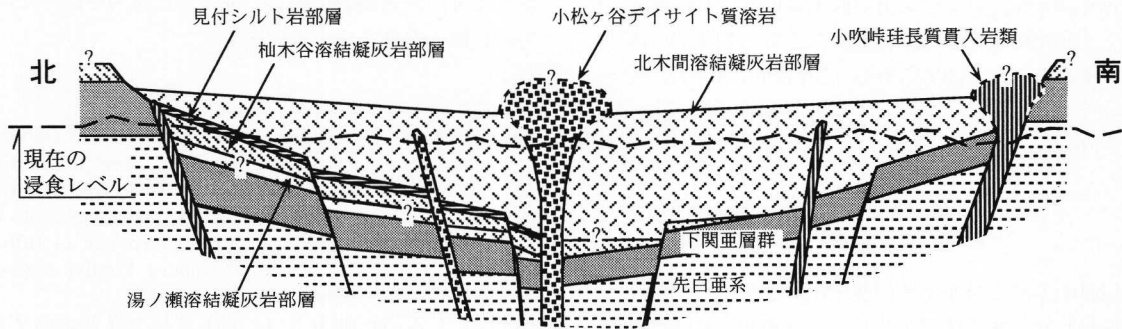
佐々並コールドロンの構成岩類の形成順序は、杣木谷溶結凝灰岩部層の噴出→見付シルト岩部層の堆積→北木間溶結凝灰岩部層の噴出→小吹峠珪長質貫入岩類(環状岩脈)の貫入→中央部での小松ヶ谷デイスাইト質溶岩の貫入の順であったと考えられる。

佐々並コールドロンを埋積する杣木谷溶結凝灰岩部層・見付シルト岩部層・北木間溶結凝灰岩部層の面構造は20°前後の傾斜を示し、これはコールドロン中央部付近でも同じである(第4図)。この傾斜は大局的には陥没ブロック上面の傾斜を反映したものと考えられる。したがって、佐々並コールドロンの陥没ブロックは、中央部がより下方に下がったすり鉢状の構造をなしていると考えられる。この場合、北木間溶結凝灰岩部層の層厚はコールドロン中央部で約2000mに達すると推定される。

また、陥没ブロック内の基盤岩類の上面の埋没深度は、コールドロン西部～南部では基盤岩類が露出するが、コールドロン東部には露出しないことから、杣木谷溶結凝灰岩部層が分布するコールドロン北部～東部で深く、西部～南部では浅いと考えられる。

3. 佐々並コールドロンの陥没量

既に述べたように、岩波～高津周辺における下関亜層群の分布は、この地域が陥没を起こしたことを示唆している。岩波～高津周辺での北木間溶結凝灰岩部層の層厚は少なくとも500mと見積もられるので、この地域では少なくとも500m程度の陥没量が推定される。北木間～小野山では、溶結凝灰岩の分布域内に基盤の下関亜層群の安山岩類が露出する(第2図)。北木間周辺では溶結凝灰岩がこれら安山岩類をほぼ水平に覆っており、その層厚は100m程度である。一方、小野山に露出する下関亜層群はコールドロンの環状岩脈の内側に位置している。両地域に分布する溶結凝灰岩の下部の標高差は約100mであり、小野山の方が北木間周辺よりも低くなっている。この標高差がコールドロンの陥没量を示すとすると、この値はコールドロン南部のそれと較べて明らかに小さ



第9図. 佐々並コールドロンの模式断面図.

い。

小野山に露出する下関亜層群の分布については以下の2つの解釈が可能である。①北木間周辺の下関亜層群と地下の浅所で連続している。すなわち陥没量が小さかった可能性である。②陥没時にブロック化した基盤岩(下関亜層群)の一部が陥没域の内側に落ち込み、根無し岩体として溶結凝灰岩に埋積された(例えば, Miura and Tamai, 1998の megabreccia block facies)。すなわち実際の陥没量は大きかったにもかかわらず、基盤岩の一部が巨大な礫として溶結凝灰岩中に包有され、それが露出しているため陥没量が小さく見えている可能性である。現状では①と②のどちらの解釈に妥当性があるかは断定できないが、基盤岩が環状岩脈の内側に孤立して露出するのは小野山の一か所のみであり、他地域には溶結凝灰岩中に基盤岩のブロックは認められないことから、①の可能性の方が高いと考えられる(第1図の2-2'断面)。このことと、コールドロンの北西部では環状岩脈の連続性が途切れるので、環状断裂が形成されなかったか、またはその形成が不完全だったと考えられることから、コールドロン北西部では陥没量が小さかったと推定される。

4. 佐々並コールドロンの形成過程

柚木谷溶結凝灰岩部層の直上には見付シルト岩部層が堆積していることから、柚木谷溶結凝灰岩部層の噴出時には水域が形成される規模の陥没域が形成され、この部層は火砕流堆積物として広範囲に分布していたと考えられる。見付シルト岩部層を堆積させた水域は、北木間溶結凝灰岩部層が見付シルト岩部層を整合に覆うことから、コールドロンの北部～東部では北木間溶結凝灰岩部層が形成される直前まで存在していたと考えられる。一方、コールドロン西部～南部では柚木谷溶結凝灰岩部層が分布していないことから、この地域では早期に剝離されたと考えられる。その理由は、(a)柚木谷溶結凝灰岩部層噴出時の陥没量が西側で小さく東側で大きい非対称なものであったため、コールドロン西部～南部地域では水域が形成されなかったか、もしくはその水深が浅く、水深の大きい東側でより長期間水域が保持された、(b)陥没の非対称性は小さかったが、その後で陥没域の西側が隆起したために乾陸化した、のどちらかが考えられる。

現在、柚木谷溶結凝灰岩部層と見付シルト岩部層は北木間溶結凝灰岩部層に広く覆われその分布が断片的なので、柚木

谷溶結凝灰岩部層のコールドロン東部における300mの層厚がコールドロン中央部に向かってどう変化しているのかは不明である。したがって、その噴出量の推定は難しい。一方、北木間溶結凝灰岩部層の現在残っている体積は、前述のように最大層厚がコールドロン中央部で約2000mとすると、約95km³と推定される。

以上のことから推定される佐々並コールドロンの模式断面図を第9図に示す。佐々並コールドロンのすり鉢状の構造は、数km大に破碎された陥没ブロックの内、コールドロン中央部のブロックが周縁部のものよりも大きく陥没することによって形成された可能性が大きい。陥没ブロック内の基盤岩類の上面の埋没深度は、柚木谷溶結凝灰岩部層が分布するコールドロン東部～北部で深く、西部～南部では浅いと考えられ(第2図)、このことは陥没ブロックの断片化を支持している。このような非対称性は断片化した陥没ブロックが差別的に沈降した結果と考えることで説明が可能である。

佐々並コールドロンでは、柚木谷溶結凝灰岩部層と北木間溶結凝灰岩部層の噴出時にそれぞれ陥没が起きたと考えられ、陥没ブロックはこれらの過程を通して断片化されたと推定される。佐々並コールドロンの陥没ブロック全体で破壊がどの程度まで進行したかは、北木間溶結凝灰岩部層がコールドロン内のほぼ全域を埋積しているのでその詳細は不明である。しかし佐々並コールドロン内部に分布する見付シルト岩部層には、コールドロン南東部では約3km、北部では約2kmの連続性が認められる(第2図)。この連続性は北木間溶結凝灰岩部層噴出時の陥没ブロックの破壊程度の一応の目安となると考えられるので、この噴出時の陥没ブロックは少なくとも数km大程度までは残されていると推定される。このような断片化した陥没ブロックを有すると考えられているコールドロン(カルデラ)には、断片化の程度には差があるがGrizzly Peakカルデラ(Fridrich et al., 1991)やScafellカルデラ(Branney and Kokelaar, 1994)、Glencoeカルデラ(Moore and Kokelaar, 1998)などが既に報告されており、佐々並コールドロンの構造的特徴と類似している。

Lipman(1997)はカルデラの陥没構造を、陥没ブロックが破碎されないplate(またはピストン)型、陥没ブロックの断片化が起きるpiecemeal(細切れ肉)型、非対称陥没形態を示すtrap-door(蝶つがい)型、地表に明瞭な環状断裂を伴

わない down-sag 型, および火道の直上に形成されるじょうご型の 5 タイプに類型化した. 実際にはこれら類型間の漸移的特徴を示すものも多く認められる (Lipman, 1997). 佐々並コールドロンは, 以上に示してきた特徴から, Lipman (1997) の 5 類型の中では piecemeal 型に最も近いと考えられる.

ま と め

1. 山口県中央部に分布する白亜紀阿武層群の火山層序について再検討した. 本岩体は下位から, 阿東層 (嘉年溶結凝灰岩部層, 十種ヶ峰砂岩泥岩部層), 生雲層 (湯ノ瀬溶結凝灰岩部層, 薄谷山流紋岩質溶岩), 佐々並層 (杣木谷溶結凝灰岩部層, 見付シルト岩部層, 北木間溶結凝灰岩部層, 小吹峠珪長質貫入岩類および小松ヶ谷デイサイト質溶岩) に区分される.
2. 杣木谷溶結凝灰岩部層・見付シルト岩部層・北木間溶結凝灰岩部層・小吹峠珪長質貫入岩類および小松ヶ谷デイサイト質溶岩は, 東西 17 km, 南北 14 km の楕円形の形態を有するコールドロンを形成する. これを佐々並コールドロンと命名した.
3. 佐々並コールドロンは, 陥没ブロックの中央がより下方に下がったすり鉢状の構造を有し, また陥没量はコールドロン全体で一様ではなく, 場所によって陥没量が異なっていた可能性が高い. 佐々並コールドロンの陥没ブロックは数 km 大に断片化されていると推定され, 上記の構造は断片化した陥没ブロックが差別的に沈降することにより形成されたと考えられる. この陥没ブロックは一部が途切れているものの明瞭な環状断裂によって周囲と画されている. 佐々並コールドロンのこのような特徴は, Lipman (1997) の piecemeal 陥没に近い.

謝 辞

新潟大学の周藤賢治教授と島根大学の澤田順弘教授には粗稿を読んでいただき, 原稿・議論の不備を指摘していただいた. 山形大学の R. W. Jordan 博士には英文要旨の添削をしていただいた. 山口大学教育学部の武田賢治教授には野外調査結果の不備を指摘し, 議論していただいた. 山口大学の秋山美代氏にはいくつかの全岩化学組成の分析をしていただいた. 新潟大学理学部地質科学教室・大学院自然科学研究科および山口大学理学部地球科学教室の教官・院生・学生の方々には研究の遂行に対して様々なご支援をいただき, またセミナー等を通じて日頃から有益な討論と指摘をしていただいている. 宇部興産コンサルタント株式会社の鬼村雅和氏 (元山口大学地球科学教室) には調査地域での議論に参加していただいた. 電力中央研究所の三浦大助博士と匿名の査読者には大変丁寧な査読をしていただいた. 査読意見は原稿の改善に大いに役立った.

山口県庁農林部林政課の方々には大量の 1/5,000 森林基本図を供与していただいた. また同土木建築部河川開発課の方々には阿武川ダム貯水池周辺の地質状況について御教示いただいた. 山口市平井の井上雅尚御夫妻には宿所を提供して

いただき, 野外調査に際して多大なご協力を賜った. 以上の方々に厚くお礼を申し上げます.

文 献

- Branney, M.J., 1995, Downsag and extension at calderas: new perspectives on collapse geometries from ice-melt, mining, and volcanic subsidence. *Bull. Volcanol.*, **57**, 303-318.
- Branney, M.J. and Kokelaar, P., 1994, Volcanotectonic faulting, soft-state deformation, and rheomorphism of tuffs during development of a piecemeal caldera, English Lake District. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **106**, 507-530.
- Fridrich, C.J., Smith, R.P., DeWitt, E.D. and McKee, E.H., 1991, Structural, eruptive, and intrusive evolution of the Grizzly Peak caldera, Sawatch Range, Colorado. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **103**, 1160-1170.
- 井川寿之・今岡照喜, 1999, 山口県中央部の白亜紀阿武層群中で見出された 2 つのコールドロン. 日本地質学会第 106 年学術大会演旨, 100.
- 井川寿之・鬼村雅和・今岡照喜・加々美寛雄, 1999, 山口県白亜紀石洞ヶ岳文象斑岩と随伴流紋岩類の岩石記載と Sr, Nd 同位体比. 地質学論集, no. 53, 333-348.
- 今岡照喜, 1986, 山陰西部における古第三紀火成活動. 広島地質学研究会報告, no. 26, 1-109.
- Imaoka, T., Nakajima, T. and Itaya, T., 1993, K-Ar ages of hornblends in andesite and dacite from the Cretaceous Kanmon Group, Southwest Japan. *Jour. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **88**, 265-271.
- 今岡照喜・井川寿之・永松秀崇・秋山美代・加々美寛雄, 2000, 火山作用と深成作用の接点: 白亜紀阿武層群と広島花崗岩の例. 日本地質学会第 107 年総会討論会要旨, 14.
- 今岡照喜・上田 薫・村上允英・鈴木哲夫・脇坂安彦・甲斐野信一・横山義人・佐々木浩, 1984, 山口県十種ヶ峰の白亜紀阿武層群. 山口大教養紀要 (自然科学), **18**, 79-101.
- Ishihara, S. and Imaoka, T., 1999, A proposal of caldera-related genesis for the roseki deposits in the Mitsuishi mining area, Southwest Japan. *Resource Geol.*, **49**, 157-162.
- 角縁 進・永尾隆志・白木敬一, 1995, 山口の新生代火山岩類. 日本地質学会第 102 年学術大会見学旅行案内書, 157-170.
- Koido, Y., 1991, A Late Cretaceous-Paleogene cauldron cluster: the Nohi Rhyolite, central Japan. *Bull. Volcanol.*, **53**, 132-146.
- 小井土由光・山田直利, 1999, 濃飛流紋岩. 日本地質学会第 106 年学術大会見学旅行案内書, 47-64.
- Lipman, P.W., 1984, The roots of ash flow calderas in western North America: Windows into the top of granitic batholiths. *Jour. 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.
- 松本一郎, 1990, 広島県吉舎町周辺の白亜紀火成活動. 島根地質学研究会報告, no. 9, 55-63.
- 松浦浩久, 1998, 下関亜層群と香春花崗閃緑岩 (若松岩体) の K-Ar 年代. 岩鉱, **93**, 307-312.
- Miura, D. and Tamai, M., 1998, Intracaldera structure and megabreccias at Dorobu caldera, northeastern Honshu, Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **80**, 195-215.
- Moore, I. and Kokelaar, P., 1998, Tectonically controlled piecemeal caldera collapse: A case study of Glencoe volcano, Scotland. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **110**, 1448-1466.
- 村上允英・河野通弘, 1968, 徳佐中図幅. 山口県地質図 (5 万分の 1), 山口県, 16.
- 村上允英・西野英之, 1967, 中国西部に於ける後期中生代酸性岩類の火山層序学的研究 (II) 火山岩類の噴出機構に関する 2, 3 の考察. 山口大理科報告, **17**, 35-440.
- 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 年学術大会演旨, 87.
- 西野英之・村上允英, 1965: 中国西部に於ける後期中生代酸性岩類の火山層序学的研究 (I) 山口県篠目南部地域の酸性火山岩類.

- 山口大理科報告, 15, 9-19.
- 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.
- 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.
- 沢田順弘・加々美寛雄・松本一郎・鈴木完治・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.
- Shibata, K. and Ishihara, S., 1979, Rb-Sr whole-rock and K-Ar mineral ages of granitic rocks in Japan. *Geochem. Jour.*, 13, 113-119.
- 高橋俊郎・周藤賢治, 1997, 蛍光 X 線分析装置 RIX3000 による, 珪酸塩岩石中の主成分元素および微量元素の定量分析. 理学電機ジャーナル, 28, 25-37.
- 武田賢治・今岡照喜, 1999, 山口地域の白亜紀環状岩脈とコールドロン. 地質学論集, no. 53, 199-219.
- 梅本研吾・今岡照喜・山崎 徹・大和田正明, 2000, 混合融剤 (A12) を使用した岩石の蛍光 X 線分析. 山口大機器分析センター報告, 8, 18-26.
- Walker, G. P. L., 1984, Downsag calderas, ring faults, caldera sizes, and incremental caldera growth. *Jour. Geophys. Res.*, 89, 8407-8416.
- 弓削智子・今岡照喜・飯泉 滋, 1998, 山口県阿武地域における白亜紀流紋岩類と花崗岩類の全岩化学組成および Sr, Nd 同位体比. 地質雑, 104, 159-170.

(要 旨)

井川寿之・今岡照喜, 2001, 山口県中央部, 白亜紀阿武層群の火山層序・構造と佐々並コールドロンの発見. 地質雑, 107, 243-257. (Ikawa, T. and Imaoka, T., 2001, Volcanostratigraphy and geologic structure of Cretaceous Abu Group, and finding of Sasanami cauldron, central part of Yamaguchi Prefecture, Southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 107, 243-257.)

山口県中央部には後期白亜系の阿武層群が分布し, 下位から嘉年溶結凝灰岩部層, 十種ヶ峰シルト岩部層 (以上阿東層), 湯ノ瀬溶結凝灰岩部層, 薄谷山流紋岩質溶岩 (以上生雲層), 杣木谷溶結凝灰岩部層, 見付シルト岩部層, 北木間溶結凝灰岩部層, 小吹峠珪長質貫入岩類および小松ヶ谷デイサイト質溶岩 (以上佐々並層) に層序区分される. 表題の佐々並コールドロン (東西 17 km×南北 14 km) は佐々並層からなり, 火山活動の休止期 (見付シルト岩部層堆積時) を挟んだ杣木谷溶結凝灰岩部層と北木間溶結凝灰岩部層の噴出に関連した 2 回の陥没により形成され, 陥没後には環状岩脈 (小吹峠珪長質貫入岩類) と小松ヶ谷デイサイト質溶岩が貫入した. このコールドロンでは陥没ブロックが数 km 大に断片化される piecemeal 陥没が起こり, これらが差別的に沈降することにより, 中央がより深く陥没するすり鉢状の構造と地域的な陥没量の差異が生じた.