

古第三紀益田陥没体

益田団体研究グループ*

Paleogene Masuda Cauldrons

Masuda Research Group*

Abstract Two Paleogene cauldron-like volcanic masses were found in the eastern area of Masuda City, Shimane Prefecture, Southwest Japan. They have NE-SW extension with elliptical outline of about 5×8 km.

The North Mass (Yoboshiyama Mass) is composed of six units and has inclined basin structure with a center in the northeastern marginal part. Main component rocks of the formations are dacitic tuff and tuff breccia underlain by basaltic andesite lava. They are covered, often intruded, by the rhyolitic to rhyodacitic tuff and lava, mainly in the northeastern area.

The South Mass (Hirefuriyama Mass) is separated from the North Mass by the narrow belt of Sangun metamorphic rocks, and consists of eight units, the lowest horizon of which is largely occupied by basaltic andesite lava and is exposed in the eastern to southern marginal area. It is overlain by dacitic (andesitic in part) tuff, tuff breccia and welded tuff with an intercalation of thin layers of tuffaceous sediments. They also are covered by the acid andesite lava which is exposed broadly in the northern to central areas. The latest stage of volcanism is represented by the rhyodacitic intrusives. This mass is also characterized by the basin structure tilted to the north.

These two volcanic masses are surrounded by the peculiar ring-form breccia zones along the contact with basement rocks. The breccia comprise various size of angular to subangular fragments of basement rocks and components of volcanic masses, suggesting the brecciation by faulting and/or through deposition of talus. Aeromagnetic investigation reveals the elliptical pattern of magnetic contour map conformable to the form of volcanic masses, indicating the existence of high-magnetic rock mass possibly in cylindrical form, beneath the volcanic masses. These facts, together with the component rock types, form and structure of the volcanic rocks, leads to the concept of the cauldron structure similar to the Devonian Glen Coe Cauldron in Scotland.

The component volcanic rocks as well as plutonic rocks are of the calcalkaline rock series and distinguished by the low K_2O/Na_2O ratio from the late Mesozoic volcanic rocks of Southwest Japan. The similar dacitic to andesitic volcanic rocks are also found at Taka-shima Island about 10 km north from the North Mass.

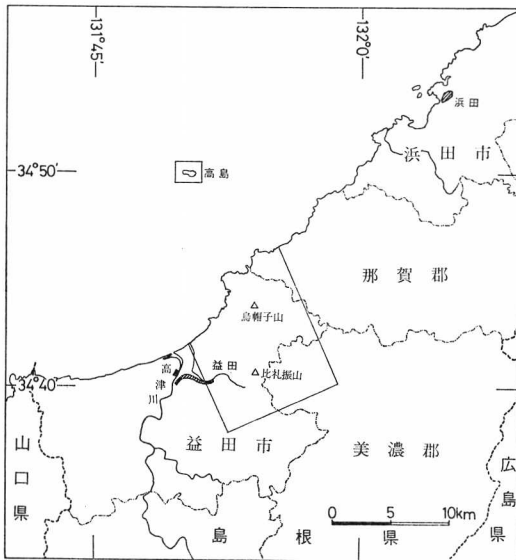
緒 言

島根県益田市東部に、古第三紀火山岩層が分布してい

1981 年 7 月 28 日受理

* 事務局 広島大学理学部地質教室気付. c/o Institute of Geol. & Mine., Fac. of Sci., Hiroshima Univ., Hiroshima, 730 Japan.
今岡照喜(広島大・理), 村上允英(山口大・教養), 沢田順弘(京都大・理), 脇坂安彦(九州大・理), 原 弘(応用地質 k. k.), 川田暢子(鳥取県日南中学), 松田高明(京都大・理), 中村栄三(東北大・理).

る可能性は、はじめ村上(1960)によって指摘された。その後調査・研究が進むにつれ、この火山岩類が陥没体を形成している可能性も論じられた(村上, 1969)が、火山岩類の詳細は未検討のまま残されていた。川田暢子はこの火山岩類北半部の層序学的研究を行ない、本団研発足の足がかりをつくった。本団研は 1977 年 5 月に発足し、以来主に火山岩層の層序・構造を明らかにすること



第1図 調査地域

を目標にして研究を進めた。調査地域を第1図に示す。

この間、野外調査に参加され、貴重な御討論をいただいた秋好俊則(山口県川中西小学校)・甲斐野信一(応用地質 k. k.)・亀谷敦(山口大・文理)・宮川季樹(広島大・薬学)・森山義博(大阪府泉大津高校)・向谷宏治・多田季明(以上島根大・理)・小田基明(島建地質調査 k. k.)・谷口宏允(大阪府科学教育センター)・横山俊治(広島大・理)の諸氏にお礼を申し上げます。

地質概説

山陰西部には、田万川層群(村上, 1973)に対比される古第三紀火山性陥没体が約 20 km 間隔でほぼ海岸線に平行して断続分布している(今岡・村上, 1979)。標題地域に分布する火山岩体もその一つと考えられ、基盤の三郡変成岩類とは高角度の断層によって接するところが多いが、一部では不整合関係にある。火山岩体は北部と南部の2つの独立した岩体に区分されるが、このほか本地域北方海上 10 km の高島にも同時期と推定される火山岩類が分布している。上記の両火山岩体はいずれも NE—SW 方向に伸長した約 8×5 km の楕円状輪郭を有し、その規模は田万川陥没体よりやや小さい。北部岩体は鳥帽子山火山岩体、南部岩体を比礼振山火山岩体と名付ける。両岩体は主に安山岩質～流紋岩質溶岩・火砕岩よりなり、少量の火山岩貫入岩を伴う。両岩体は構成火山岩の岩相・層序の類似などよりほぼ同時代に形成したものと推定される。三郡変成岩類との境界部には随所に角礫

岩層が発達している。鳥帽子山火山岩体は岡見深成岩類に貫かれるほか、随所で石英閃緑岩～花崗岩の小岩株状侵入岩体を伴う。また比礼振山火山岩体も前者に比べ規模は小さいが類似の侵入岩体を伴う。両岩体は西部～北西部では中新世益田層群(藤田, 1964)及び鮮新世～更新世の都野津層群(島根県工技センター, 1976)に不整合におおわれる。

なおこれら火山岩体の形成時代については、北部岩体中の平原流紋岩質凝灰岩中のジルコンのフィッシュ・トラック年代 32.5 ± 2.7 Ma (松田, 1981)、及び岡見深成岩類の K—Ar 年代 29, 36 Ma (金属鉱業事業団, 1976; 河野・植田, 1966)より、始新世～漸新世と推定される。

地質各説

基盤岩類

古第三紀火山岩層の基盤岩は三郡変成岩類、非変成古生層、深成岩類に大別される。三郡変成岩類は火山岩体の東部から南東部にかけて広く分布し、さらに南西部の久々茂以南にも広い分布が認められる。このほか、西部の火山岩層と接して狭小な分布が知られている。東部～南東部の三郡変成岩類は仙道—久原地域以北ではほぼ E—W～ENE—WSW 走向で、全体として N 傾斜の構造を示すが、仙道—久原以南では ENE—WSW～NE—SW 走向を示すようになる。一方、南西部の三郡変成岩類は NE—SW 走向で NW に傾斜する。岡村ほか(1975)はこれらの三郡変成岩類を三隅層群とよび、下位から都茂・二川・黒沢の3果層に区分した。このうち都茂果層は仙道地域以南と久々茂南西方に分布し、泥質片岩を主とし珪質片岩層をはさむ。二川果層は仙道地域から後谷地域間と、久々茂南西方の都茂層分布地域の南に分布し、泥質片岩のほかには仙道—後谷地域では砂質片岩、久々茂南西では緑色片岩を多く伴う。黒沢果層は二川果層分布地域の北方に広く分布し、主として砂質片岩からなり、泥質片岩を伴う。これらの変成岩類は全般的に変成度が低く、緑泥石—パンペリー石帯・パンペリー石—緑閃石帯及びパンペリー石—藍閃石帯の境界部付近の変成条件を示すと考えられている(岡村ほか, 1975)。なお西村・岡本(1977)は本層群の塩基性片岩中よりローソ石を記載した。

非変成古生層は比礼振山火山岩体の南方に分布し、三郡変成岩類とは東側では NW—SE 系断層、西側では NE—SW 系衝上断層により接する。ほぼ E—W～ENE—WSW 走向で N 傾斜の構造を示す。粘板岩を主とし砂

岩・チャート層をはさむ。河野ほか(1977)による日原層上部層に相当する。

三郡変成岩及び非変成古生層は大小の深成岩・半深成岩体により貫かれる。それらのうち規模が最大でしかも火山岩層に近接して分布するのは比礼振山火山岩体の南に分布する真砂花崗岩体である。この岩体の主要構成岩は径 1~2 cm 大の斑状カリ長石を含む黒雲母花崗岩で、92・92・103・106 Ma の K-Ar 年代値を示す(河野・植田, 1966; SHIBATA & ISHIHARA, 1974; 金属鉱業事業団, 1976)。真砂花崗岩体と比礼振山火山岩体との間には幅 300 m 程の三郡変成岩類が挟在するため両者が直接接することはなく、真砂花崗岩による熱変成作用は三郡変成岩類に対してのみで、火山岩類にはまったく及んでいない。上朝倉地域には、この真砂花崗岩を貫く花崗閃緑岩~石英閃緑岩の分布がある(第2図)。岩質上から、都茂地域に分布する 80 Ma 年代の深成岩類(金属鉱業事業団, 1976)に対比される。

比礼振山火山岩体

南部火山岩体は ENE—WSW 方向に延びた、長径約 7.5 km、短径約 4.5 km の楕円形の輪郭をもつ。本火山体は基盤の三郡変成岩とは高角の断層で接するが、北西部では中新統益田層群により不整合に覆われる。比礼振山火山岩体は主に安山岩質~デイサイト質の溶岩・火砕岩及び斜長流紋岩の貫入岩からなり、火砕岩には水底堆積層を小規模に挟在する。下位より、三谷安山岩・仙道デイサイト質凝灰岩・久々茂安山岩・八坂デイサイト質溶結凝灰岩・小原デイサイト質凝灰岩・久木デイサイト質溶結凝灰岩・琵琶石岳安山岩の順に重なり、大谷斜長流紋岩に貫かれる(第1表)。積算最大層厚は 3,180 m である。

1 三谷安山岩 本岩は比礼振山火山岩体の最下部を構成し、三郡変成岩とは断層で接する。主に南部火山岩体の東部にあたる三谷地域を中心に分布するほか、南部の笹倉地域にも小規模に発達する。最大層厚は約 450 m。

本岩は主に安山岩溶岩と同質火砕岩からなり、それらに火山円礫岩~礫岩・凝灰質砂岩・凝灰質シルト岩などを挟在し成層を示すこともある。安山岩溶岩の中には水冷自破砕溶岩やハイアロクラスタイト様の岩相を呈するところや火山円礫岩に移化することもある。溶岩は無斑晶質及び斑状の普通輝石安山岩・複輝石安山岩と斑状普通輝石一角閃石安山岩からなる。

碎屑岩類は一般に層厚の側方変化が著しく、連続性に乏しい。礫岩中の礫は円礫~亜円礫で、礫種は安山岩質

第 1 表 益田陥没体及び周辺地域の層序

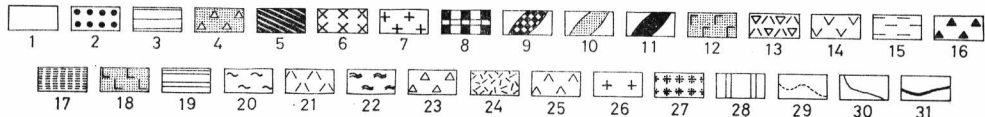
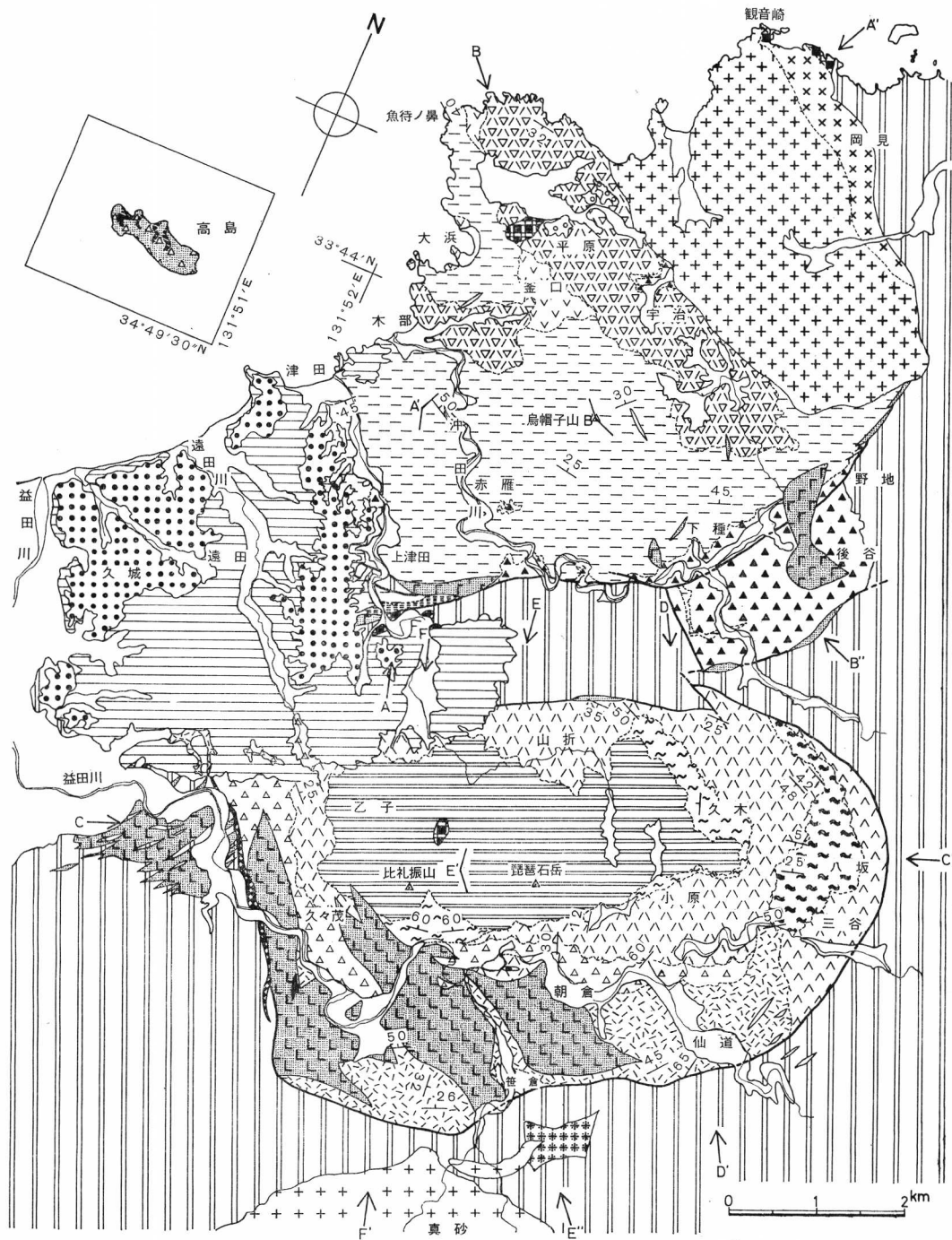
時代区分	益田北部陥没体	益田南部陥没体
新第三紀 中新世 漸新世 三川	都野津層群	
	益田層群	
	岡見深成岩類 花崗閃緑岩 石英閃緑岩	花崗斑岩 文象斑岩 石英閃緑岩
	後谷斜長流紋岩 平原流紋岩質凝灰岩 釜口安山岩	大谷斜長流紋岩 魏豊石岳安山岩 久木デイサイト質溶結凝灰岩 小原デイサイト質凝灰岩 八坂デイサイト質溶結凝灰岩 久々茂安山岩 仙道デイサイト質凝灰岩
赤雁デイサイト質凝灰岩	下種安山岩 津田礫岩	三谷安山岩
基盤岩類 三郡変成岩類		

~デイサイト質溶岩・凝灰岩を主とするが、基盤に隣接した地域では局所的に三郡変成岩礫を多量に含むところもみられる。

安山岩溶岩は塊間状・ハイアロオフィティック・ピロタキンティックなどの組織を呈し、斑晶として普通輝石・斜長石(An₃₅₋₅₅)・磁鉄鉱・チタン鉄鉱を含み、石基には斜長石・普通輝石・磁鉄鉱・チタン鉄鉱が認められる。緑泥石・緑レン石・炭酸塩鉱物などの変質鉱物を多く伴うこともある。

2 仙道デイサイト質凝灰岩 仙道から上久々茂南部にかけて細長く分布し、基盤の三郡変成岩とは断層により接している。三谷安山岩をおおい、大谷斜長流紋岩により貫かれる。このほか大谷北方の益田層群中にも小さい分布がみられる。構成岩石は下位では淡緑色の凝灰角礫岩で、上位は同じく淡緑色の火山礫凝灰岩よりなり、ほぼ中位に厚さ 2 m 程の細粒凝灰岩層をはさむ。凝灰角礫岩中の岩片は下位ほど多く容量比が 50% を越えることもある。礫種は三郡変成岩・安山岩・デイサイト質凝灰岩・流紋デイサイトなどで、角礫が多い。マトリックス中には斜長石片、少量の石英片と緑泥石化した角閃石片を含む。火山礫凝灰岩にはしばしば水中堆積によると考えられる級化構造が認められる。最大層厚は約 440 m と推定される。

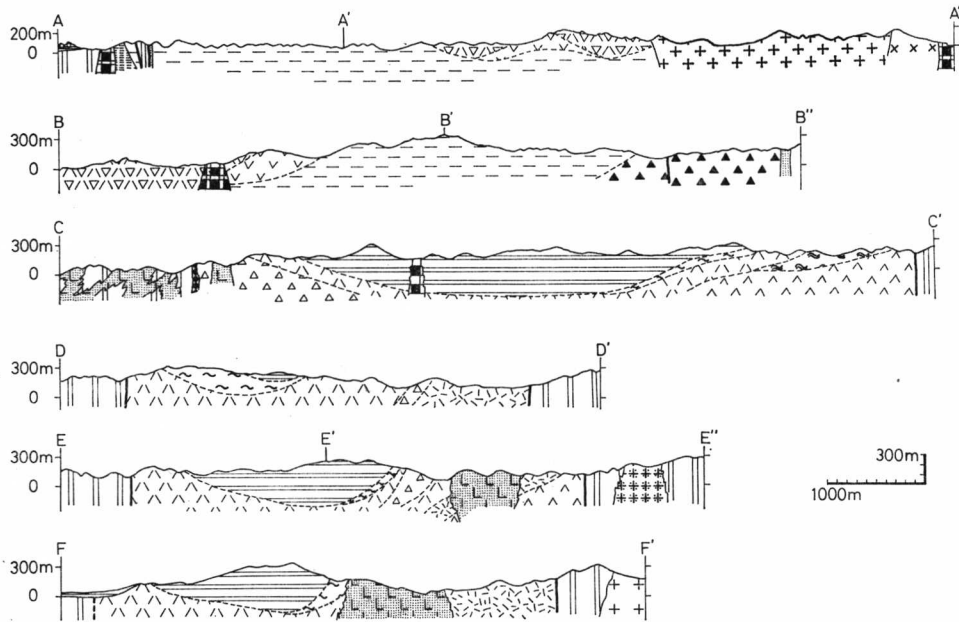
3 久々茂安山岩 朝倉-久々茂-大谷にかけて細



第 2 図

第2図 益田陥没体地質図

凡例 1: 沖積層, 2: 都野津層群, 3: 益田層群, 4: デイサイト, 5: 安山岩(4—5: 高島), 6—8: 岡見深成岩類 [6: 花崗岩, 7: 花崗閃緑岩, 8: 石英閃緑岩], 9: 花崗斑岩, 10: フェルサイト, 11: ひん岩岩脈, 12—17: 烏帽子山火山岩類 [12: 後谷斜長流紋岩, 13: 平原流紋岩質凝灰岩, 14: 釜口安山岩, 15: 赤雁デイサイト質凝灰岩, 16: 下種安山岩, 17: 津田礫岩層], 18—25: 比礼振山火山岩類 [18: 大谷斜長流紋岩, 19: 琵琶石岳安山岩, 20: 久木デイサイト質溶結凝灰岩, 21: 小原デイサイト質凝灰岩, 22: 八坂デイサイト質溶結凝灰岩, 23: 久々茂安山岩, 24: 仙道デイサイト質凝灰岩, 25: 三谷安山岩], 26: 黒雲母花崗岩, 27: 石英閃緑岩, 28: 三郡変成岩類及び弱変成古生層, 29: ユニット間の境界, 30: 貫入面または不整合面, 31: 断層。



第3図 地質断面図 (凡例は第2図と同じ)

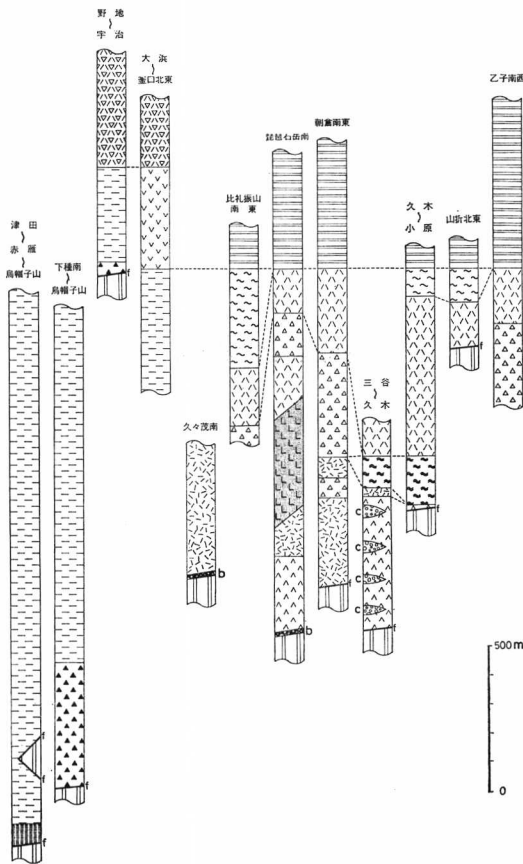
長く弧状の分布をし、また、大谷北方では益田層群分布域内に小露出がみられる。全層厚は 350m と推定される。ほぼ全域にわたり小原デイサイト質凝灰岩におおわれ、仙道デイサイト質凝灰岩に重なる。

構成岩石は青緑色、塊状の単斜輝石安山岩溶岩及び複輝石安山岩溶岩で、薄い安山岩質火山礫凝灰岩及び凝灰岩を挟み、また、捕獲岩として含むこともある。安山岩溶岩は所によっては自破碎構造を示す。鏡下では填間状・ピロタキシティック・ハイプロオフィティックなどの組織を有し、斑晶鉱物として斜長石・単斜輝石・不透明鉱物・斜方輝石(仮像)を含み、石基は斜長石・単斜輝石・不透明鉱物よりなる。変質により緑レン石・緑泥石・炭酸塩鉱物・赤鉄鉱・緑閃石・脈状沸石などが生じている。火山礫凝灰岩中の礫種は無斑晶安山岩が最も多く、他に砂質片岩・石英片岩などがある。凝灰岩のマトリッ

クスは斜長石・角閃石・不透明鉱物・単斜輝石から構成され、無斑晶安山岩・砂質片岩・石英片岩等の石質岩片を含む。

4 八坂デイサイト質溶結凝灰岩 久々茂安山岩の上位に整合的に重なり、三谷下地域に模式的に発達する。全層厚: 160m。一般に均質な岩相よりなるが、所により溶結度の低い、あるいは溶結構造を欠く凝灰岩層をはさむこともある。代表的岩石は肉眼では暗紫灰色～灰緑色を呈し、暗灰緑色の扁平な本質レンズ(0.2×0.5～1.0 cm)を含むことによって特徴づけられる。一般に岩片は少なく(5～10%)、径 1 cm 以下のものが大半を占める。岩片の構成岩としては、安山岩質溶岩・流理構造の発達した流紋デイサイト・凝灰質砂岩などがある。

鏡下ではマトリックスは顕著なユータキサイト組織を示し、大部分マイクロフェルシティックで、脱ハリによ



第 4 図 地質柱状図

(凡例は第 2 図と同じ) b:角礫岩, c:火山円礫岩, f:断層。

る粒度の増加がみとめられる。細かい斜長石・緑泥石・Fe-Ti 酸化鉱物・石英を含む。本質レンズは細かく湾曲し、脱ハリ化が進み、緑泥石やスフェルライトに変わっている。斑晶鉱物としては、斜長石・角閃石がみられるが、角閃石はすべて緑泥石化している。

5 小原デイサイト質凝灰岩 比礼振火山岩体の中で最も広い分布を示す岩層で、山折—久木—小原—乙子地域に連なる輪状分布を示す。東部では八坂デイサイト質溶結凝灰岩をおおい、南部～西部では久々茂安山岩上に重なる。北部では基盤の三郡変成岩類と断層で接する。また、岩体の中央部では広く琵琶石岳安山岩によりおおわれる。最大層厚約 550m。構成岩石は灰色～灰緑色のデイサイト質凝灰岩～凝灰角礫岩で無層理・塊状のことが多いが、所により凝灰質砂岩層や溶結凝灰岩層をはさむこともある。たとえば山折地区では下位から凝灰角礫岩(厚さ 32 cm)・中粒凝灰質砂岩(17 cm)・凝灰質

頁岩(2 cm)・細粒凝灰質砂岩(15 cm)凝灰質頁岩(3 cm)・細粒凝灰質砂岩(20 cm)の成層した露頭が観察され、久木地方では下位から溶結凝灰岩・凝灰質砂岩・火山礫凝灰岩・凝灰質砂岩・塊状凝灰岩・溶結凝灰岩・凝灰角礫岩・塊状凝灰岩よりなる成層が観察された。凝灰角礫岩中の礫は角礫～亜角礫で、大きいものには時に円礫もみられる。大きさは径平均 1 cm, 最大 20 cm, 礫種は安山岩・流紋岩～流紋デイサイト溶岩・安山岩～流紋デイサイト凝灰岩・泥質片岩・チャートなどである。礫の容量比は一般に 5～10% であるが、時に量を増し最大 70% に達する。マトリックスは灰色～灰緑色、細粒凝灰質で、含有の軽石片は細粒で少量か、あるいは全く欠く。肉眼ではいわゆるグリーン・タフに類似する。

6 久木デイサイト質溶結凝灰岩 本層はデイサイト質溶結凝灰岩より構成され、下位の小原デイサイト質凝灰岩とは整合関係にある。南部火山岩体の中央部よりやや北側にあたる比礼振山南斜面及び久木西方に分布する。前者の地域では最大層厚約 630 m を示すが、それは東西に約 1.4 km の範囲で急激に厚さを減じ、西端では尖滅する。

溶結凝灰岩は塊状で、一般に淡緑色～緑褐色を呈し、1～2 mm×5～10 mm のガラス質レンズを含む。石質岩片はデイサイトが多く、他に 1～3 cm の安山岩片・泥質片岩片を含む場合もあるが、岩片総容量の 10% を超えることはない。斑状結晶として斜長石と緑泥石化した黒雲母が肉眼で認められるが、石英は認められない。

7 琵琶石岳安山岩 久木—琵琶石岳—乙子へかけて東西に広く分布し、全層厚は 600 m 以上と推定される。久木デイサイト質溶結凝灰岩の上位に整合的に重なり、小原デイサイト質凝灰岩をおおう。また大谷斜長流紋岩により貫かれる。

構成岩石は暗緑色～黒色、塊状の単斜輝石安山岩溶岩が主体であるが、観月付近では薄いデイサイト質凝灰岩をはさみ、厚さ数 10 cm の安山岩質凝灰岩をはさむところもある。比礼振山北方では自破碎構造を呈し、クリンカーの様相を呈する。最下位の三谷安山岩とはしばしば板状節理が発達すること、火山円礫岩を伴わないこと、比較的酸性の組成で玄武岩質安山岩組成のものがみられないことなどにより区別される。鏡下では填間状、ピロタキシティックな石基中に、斜長石・単斜輝石・斜方輝石(仮像)・磁鉄鉱を斑晶として含み、石基は角閃石類・斜長石により構成されている。単斜輝石は時に集斑状に集合し、また斜長石中にポイキリティックに含まれる。斜方輝石は完全にパスタイト化した仮像として存在

する。しばしばみられる気孔は緑泥石・シリカ鉱物により充填されている。

8 大谷斜長流紋岩 比礼振山火山岩体南半部に分布し、最末期の火山岩と考えられる。全体は NW—SE 方向に延び、雁行する 3 つの小岩体に区分される。久々茂東部岩体及び久々茂西部岩体は仙道デイサイト質凝灰岩・久々茂安山岩・琵琶石岳安山岩などを貫く。一般に塊状であるが、しばしば壁岩との接触面に平行の流理構造が発達する。久々茂西部岩体は比礼振山火山岩体の最南西端部にあり、三郡変成岩との間に角礫岩帯を形成する。この角礫岩帯に沿って NNW—SSE 方向の花崗斑岩脈が貫入している。最西端の大谷岩体は三郡変成岩中にあり、NE—SW 方向の流理を有し、他の岩体と異なる。しかもこの岩体は比礼振山火山岩体を取り巻く周縁角礫岩帯の外側に分布している。しかし、構造岩石の岩相・岩質に関しては他の 2 岩体の構成岩と大差がない。なお、この大谷岩体中には NE—SW 方向に長い三郡変成岩の捕獲岩状岩塊が多く見出される。しかし産状の検討から、これらは捕獲岩ではなく、斜長流紋岩が複成岩脈として連続的に貫入した時にとり残されたセプト状岩体と考えられる。斜長流紋岩は鏡下ではマイクロフェルシティックの石基中に灰曹長石・黒雲母(しばしば緑泥石化)の斑晶を含み、スフェルライト構造を示すこともある。斜長石斑晶は平行配列を示すこともある。

烏帽子山火山岩体

本火山岩体の最下部は、種村地域で岩体の最外縁部に張り出して分布し、基盤の三郡変成岩とは東端部では不整合関係にあるが、その他の地域(南部、西部及び北西部の木部地域)では断層で接する。北東部では岡見深成岩体(濡木, 1957)によって貫入を受け、南西部では益田層群、都野津層群により不整合に覆われる。基盤岩との接触部が限られるため岩体の規模は十分に解明されていないが、ほぼ円形の輪郭で NE—SW 方向では岡見深成岩体を含めて径約 7.5 km, NW—SE 方向では径約 6 km 以上に及び、南東部に張り出して分布する岩体をも含めると、7.5 km 以上と推定される。

本火山岩体は下位より、津田礫岩層・下種安山岩・赤雁デイサイト質凝灰岩・釜口安山岩・平原流紋岩質凝灰岩の順に重なり、後谷斜長流紋岩に貫かれる(第 1 表)。これらのうち、津田礫岩層の一部と下種安山岩は同時期に堆積したものと考えられる。積算最大層厚は 3,050m を越える。

1 津田礫岩層 円礫岩・砂岩・角礫岩互層で、赤雁デイサイト質凝灰岩により整合に覆われる。陥没体の

南縁部に沿って点在分布する。このうち、上津田付近では層厚約 75 m を示し、比較的まとまった分布を示す。

この地域では、本層の下部は断層により三郡変成岩と接し、上部は赤雁デイサイト質凝灰岩と整合関係にある。淘汰の悪い円礫岩層を主体とし、レンズ状に砂岩層を挟在する。礫は円礫～亜円礫で、平均径 10 cm 前後、最大で長径 70 cm である。礫種は安山岩・デイサイト・流紋岩・酸性凝灰岩・石英塊・フェルサイト・石英閃緑岩・花崗閃緑岩・結晶片岩など多様である。このような円礫岩と砂岩・泥岩互層は川下西方の火山岩体縁辺部にもみられる。ここでは、基盤岩との間に玄武岩質安山岩岩脈が貫入し、上位は玄武岩質安山岩溶岩に整合的に覆われる。

これらの碎屑岩と岩相は類似するが、産状を異にする礫岩層が、川下から下種にかけての火山岩体南縁付近において下種安山岩中にみられる。この礫岩は淘汰の悪い角礫～亜角礫よりなり、玄武岩質安山岩により覆われるか、又はそれらの中に挟まれる。層厚は 6～12 m である。礫及びマトリックスともに三郡変成岩の結晶片岩のみからなる場合と、他に礫として安山岩・酸性凝灰岩・石英閃緑岩・ホルンフェルス化した石英岩* を含み、マトリックスが酸性凝灰岩や砂質凝灰岩からなる場合とがある。礫径は数 cm～数 10 cm のものが多いが、最大 1.5 m に及ぶものもある。レンズ状のシルト岩層が挟在する点、弱い分級が認められる点、礫の長軸に方向性が認められることもある点などから、この礫岩はいわゆる断層角礫岩ではなく、水底堆積により生じたものと判断される。

2 下種安山岩 烏帽子山岩体の南端部に主として分布、とくに野地一下種間および以南にまとまった分布がある。主岩体は NE—SW～E—W 走向で NW～N に中程度(30°～50°)の傾斜を示す。全層厚 425 m+。津田礫岩層を整合的におおう。また赤雁デイサイト質凝灰岩におおわれ、後谷斜長流紋岩に貫かれる。基盤の三郡変成岩類とは南部及び西部では断層、東部では基盤上にアバットする不整合関係にあると推定される。構成岩石は比礼振山火山岩体の三谷安山岩に類似し、安山岩～玄武岩質安山岩を主とし、安山岩質凝灰岩・凝灰角礫岩・凝灰質頁岩・火山円礫岩などをはさむ。安山岩溶岩は塊状、時に弱い流理をもつ紫黒色～緑黒色の岩石で、斑晶の大きさや量は層準により異なる。沸石・緑泥石・緑レン石などにより充填された気孔が流理に平行にならぶこともある。場所により角礫状になることがある。この岩

* ほとんど石英のみよりなる。原岩不明。

石は淘汰が悪く、径 5~20 cm の安山岩質の角礫が不規則に安山岩質マトリックス中に含まれるもので、礫とマトリックスの岩質は差のあることもあるが、ほとんど差のないことが多い。このような場合には、礫とマトリックスとの境は明瞭でなく漸移的にみえるのが普通である。このような産状から、この岩石は自破砕溶岩と推定される。安山岩類は鏡下では塊間状、時にフェルト状の石基中に曹灰長石・単斜輝石の斑晶を含む。単斜輝石は緑閃石角閃石、緑泥石に変質していることが多い。安山岩質凝灰岩・凝灰角礫岩は下種南方の道路沿いによく露頭が観察され、明瞭な成層を示す。凝灰角礫岩は凝灰質マトリックス中に径 0.5~1 cm、時に径 10 cm までの角礫~亜角礫を含み、礫種は種々のタイプの安山岩・デイサイト質凝灰岩・フェルサイトなどである。火山円礫岩は安山岩層の最上位を占め、下種付辺に狭小な分布が知られている。礫は径 10 cm 位までの円礫~亜円礫で、礫種は安山岩類ばかりでなく泥質片岩礫、花崗岩礫を伴う。

3 赤雁デイサイト質凝灰岩 烏帽子山火山岩体中最も広く、野地一烏帽子山一赤雁一上津田及び釜口一大浜一魚待ノ鼻へかけて分布する。全層厚は 1,800 m 以上と推定される。地質図に示されているように、下種安山岩に重なり、平原流紋岩質凝灰岩及び釜口安山岩に覆われている。

構成岩石は青灰色~青緑色のデイサイト質凝灰角礫岩~火山礫凝灰岩で、ほとんどが塊状無層理であるが、下種付辺では 10~20 cm 厚の凝灰岩が火山礫凝灰岩と成層しているのが観察される。所によっては厚さ 15 cm 前後の砂岩、頁岩を挟む。また、赤雁付辺では火山豆石を含んだ凝灰岩が細かく成層しており、一部に降下火山灰層と思われるものを挟んでいる。烏帽子山付近では弱溶結構造を呈する。

凝灰角礫岩中の礫は径 0.3~20 cm の角礫~亜角礫で、礫種は安山岩・デイサイト・斜長流紋岩・流紋岩・泥質片岩等である。礫の容量比は普通 50% を超える。凝灰角礫岩には、鏡下で石英・変質した長石・苦鉄質鉱物・不透明鉱物などの結晶片と、二次生成鉱物として緑レン石・緑泥石・絹雲母・赤鉄鉱・炭酸塩鉱物が認められる。マトリックスは隠微晶質である。

凝灰岩は結晶の量がマトリックスの量よりも多く、異質岩片の量は少ない。結晶の種類は量の多いものから、石英・斜長石・カリ長石・不透明鉱物・緑泥石化した黒雲母で、アプライト質岩石等の岩石片を含むことがある。二次鉱物として緑レン石・緑泥石が生成している。

4 釜口安山岩 釜口付近にまとまった分布がみられ、魚待ノ鼻、大浜付近の海岸にも小規模分布する。全層厚 350 m。釜口、魚待ノ鼻付近では赤雁デイサイト質凝灰岩に重なり、平原流紋岩質凝灰岩に覆われている。

構成岩石は大部分暗緑色塊状の変質安山岩であるが、時に流状構造を呈し流理に平行に配列した気孔がみられる。特に大浜の海岸沿いで顕著である。

鏡下では斑状、塊間状組織を示し、斑晶、石基の苦鉄質鉱物はすべて緑泥石、緑閃石、角閃石化している。他の斑晶鉱物としては、斜長石・不透明鉱物・石英(捕獲結晶と思われる)が観察される。下種安山岩に比べ酸性の組成を有する。

5 平原流紋岩質凝灰岩 北部火山岩体北部宇治~平原、木部に分布し、赤雁デイサイト質凝灰岩及び釜口安山岩をおおう。層厚:400 m+。流紋岩質溶結凝灰岩・凝灰角礫岩よりなり、溶結凝灰岩中にも異質岩片を含むことが多い。代表的岩石は肉眼で青灰色~黒色を呈し、堅硬で、溶結構造が発達する。斑晶鉱物として石英・斜長石・変質苦鉄質鉱物・磁鉄鉱(チタン鉄鉱のラメラを有する)がみられるが、石英・磁鉄鉱はしばしば融食を受けている。マトリックスは顕著なユータキサイト組織を呈し、glass shard がみられることもあるが、その多くは脱ハリ化しマイクロフェルシティックな組織の石英・長石集合体に変化している。石質岩片は安山岩・文象斑岩・流紋岩質凝灰岩が最も多く、その他花崗斑岩・閃緑ひん岩の岩片も含まれることがある。岡見深成岩類との接触部付近では接触変成による再結晶化が進み、黒雲母ホルンフェルスに変化している。

6 後谷斜長流紋岩 烏帽子山火山岩体の南部、後谷・上津田地域に分布する。津田礫岩層・下種安山岩・赤雁デイサイト質凝灰岩を貫く。肉眼では灰白色~青灰色を呈し、1~3 mm 大の斜長石斑晶がみられる。流理構造は発達する場合と、塊状で全くみられない場合がある。後谷地域に分布するものは比較的流理構造が発達している。鏡下では石基はマイクロフェルシティックで、斜長石・黒雲母の斑晶が観察される。岩質的には、南岩体の大谷斜長流紋岩に類似している。

高島の地質

高島は益田市北北西 10 km の海上にある東西約 1 km、南北約 500 m の小島である。本島は主にデイサイト質凝灰岩・安山岩質~デイサイト質溶岩及びそれらを貫く斜長流紋岩・ひん岩からなる。

デイサイト質凝灰岩類は高島構成岩の大部分を占め、安山岩溶岩・デイサイト溶岩を伴う凝灰角礫岩・凝灰

岩・溶結凝灰岩などの細かい互層で、しばしば凝灰質砂岩及び火山円礫岩層をはさむ。この凝灰岩は幅数 10 cm の碎屑岩脈として安山岩層をほぼ直角に貫くことがある。しかし他の岩層との関係は露頭のないため不明である。凝灰角礫岩中の礫は径 3~5 cm, 時に 10 cm に達する角礫で、礫種は安山岩・デイサイト・フェルサイトのほか、花崗斑岩礫を伴うこともある。凝灰岩類は一般に変質が著しく緑泥石化・炭酸塩化などを顕著に受けている。

安山岩質〜デイサイト質溶岩はデイサイト質凝灰岩類に挟まれる厚さ数 m〜数 10 cm の溶岩層で、大半は塊状であるが、部分的に自破砕構造や流理構造が観察される。安山岩は鏡下ではフェルト状の石基中に斜長石・単斜輝石・磁鉄鉱・チタン鉄鉱の斑晶がみられる。杏仁状のシリカ鉱物・緑レン石・緑泥石が観察される。

斜長流紋岩は安山岩質溶岩・デイサイト質凝灰岩類を貫き、本島に広い分布域を有する。肉眼で流理構造が顕著で、鏡下では斜長石・Fe-Ti 酸化鉱物の斑晶を有し、石基はマイクロフェルシティック組織を呈するのが観察される。

ひん岩は凝灰岩類を貫く角閃石ひん岩脈であるが変質が著しい。

凝灰岩類・溶岩などは全体として NE 走向で NW に 2°~50° の傾斜を示す。

上記の火山岩類は烏帽子山火山岩体・比礼振山火山岩体を構成する岩石の岩相・化学組成及び層序がきわめて類似しているため、ほぼ同一時期のものと推定される。烏帽子山火山岩体と連続する可能性は基盤の三郡変成岩との関係からほとんど考え難いので、高島地域に別個の古第三紀陥没体の存在する可能性も考えられる。

岩脈類

調査地域に分布する岩脈類は、フェルサイト・ひん岩・花崗斑岩に区分される。

1 フェルサイト 陥没体内のみならず、基盤変成岩類中にも広く分布する。しかしながら火山岩体壁部に特に集中していることがある。貫入の方向は、一般に E-W を示すことが多いが、火山岩体壁に沿って貫入したものや、それに斜交するものもある。三郡変成岩の片理面に斜交あるいは直交するものや、それに平行に貫入したものもある。

肉眼では一般に灰白色〜青灰色を呈し、流理構造のみられることもあり、みられないこともある。鏡下ではマイクロフェルシティック組織・スフェライトがみられる。斑晶は自形の斜長石・黒雲母で、石基は長石類・石

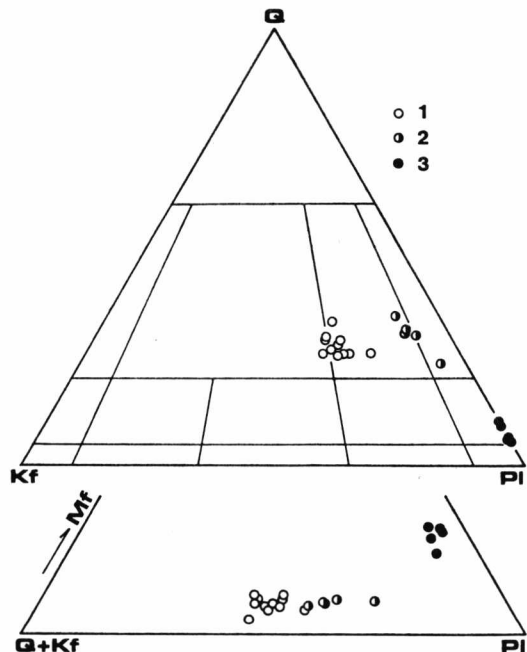
英のほか、絹雲母・緑泥石・緑レン石などの変質鉱物を伴う。小さい晶洞があり、石英・緑泥石により充填されている。

2 ひん岩 本岩もフェルサイトと同様の広い分布域を有し、基盤変成岩類中にも広く認められる。幅 2 m 未満の岩脈として産するものが多い。岩脈の走向はほぼ E-W のものが多いが、傾斜は 70°~90° のものが多いが、5°~40° の緩傾斜のものもある。鏡下では、単斜輝石・斜長石斑晶を有し、斜長石・単斜輝石・磁鉄鉱・チタン鉄鉱などが石基を構成する。

3 花崗斑岩 久々茂西から大谷にかけて、NNW—SSE 方向にほぼ火山岩体壁に沿って貫入しているが、南部では火山岩体壁をそれて三郡変成岩中を貫く。フェルサイト岩脈を切っている。しばしば径 20~30 cm の細粒石英閃緑岩質包有岩を伴う。肉眼では空隙が多くみられ、顕著な斑状組織を呈する。鏡下では斑晶として半自形の石英(3~5 mm)、半自形〜自形の斜長石(5~10 mm)のほか、黒雲母・角閃石を含む。石基は主に石英・斜長石・アルカリ長石からなり、フェルシティック組織を呈する。

深成岩類

深成岩類のうちもっとも大規模な岩体は北部火山岩体



第5図 岡見深成岩のモード組成(瀨木, 1957 のデータ)

1: 花崗岩, 2: 花崗閃緑岩, 3: 石英閃緑岩.

の北東縁に貫入する深成複合岩体(岡見深成岩体)である。この岩体は NW—SE 方向に伸びた分布を有し、長軸は 4.5 km 以上、短軸は 2.8 km の規模をもつ。濡木(1957)によれば、構成岩石は角閃石—黒雲母花崗閃緑岩・角閃石—黒雲母花崗岩を主体とし、小規模な黒雲母—角閃石石英閃緑岩及びアプライトを伴ない、塩基性から酸性の順に貫入している。石英閃緑岩と花崗閃緑岩との間には貫入の時間的間隙があるが、花崗閃緑岩と花崗岩とはほとんど同時に貫入したものとされている。モード組成を第 5 図に示す。

上記の岡見深成岩体のほかに、小岩株状深成岩体が南部・北部火山岩体の内部ばかりでなく、周辺部にも貫入している。構成岩石は斑状複輝石—角閃石石英閃緑岩・花崗閃緑岩・花崗岩などで、いずれも火山岩類を貫入していること、記載岩石学的性質が岡見深成岩体の構成岩類に類似していることなどから、同時代の一連の火成活動によるものと考えられる。

地 質 構 造

烏帽子山火山岩体と比礼振山火山岩体とは基盤と断層により境される陥没体(cauldron)を形成していると考えられる。それは次のような理由による。

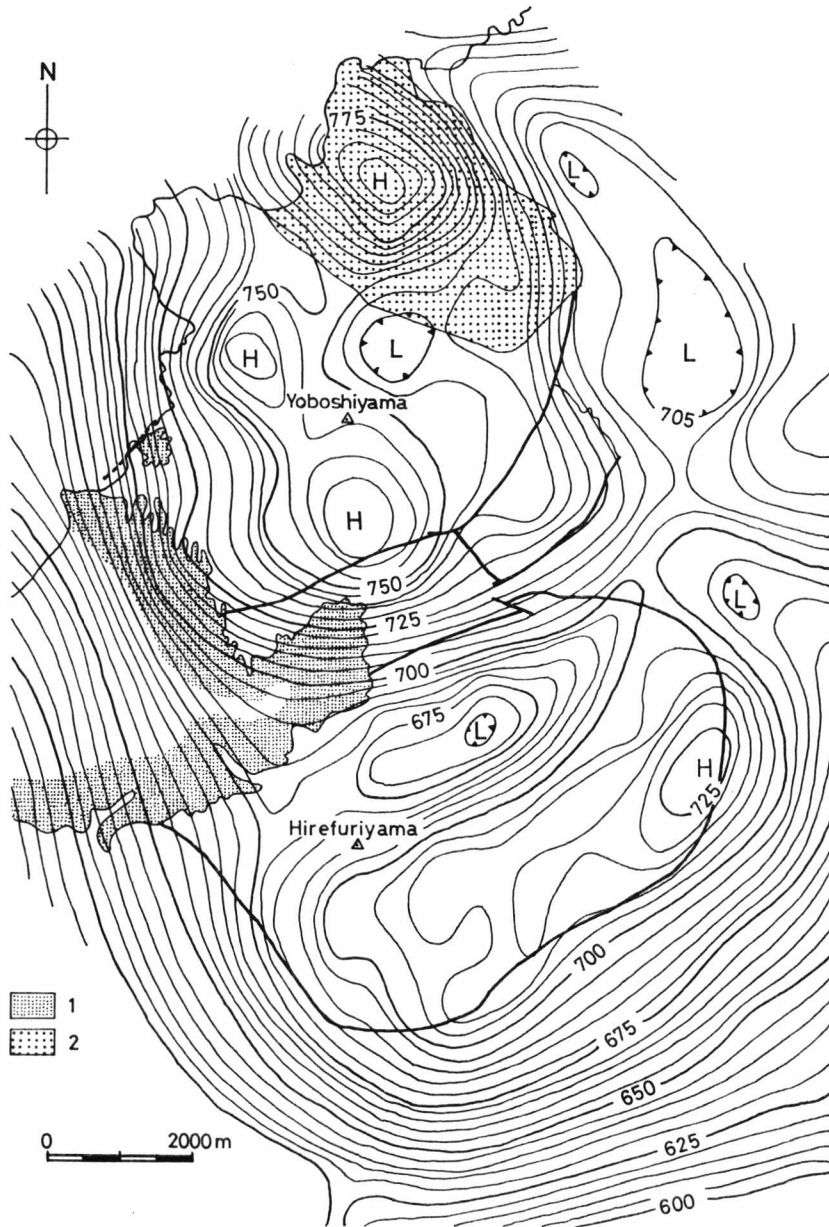
1) 両岩体ともに NE—SW 方向に伸長した楕円形の輪郭を有している。この輪郭は比礼振山火山岩体でより明瞭である。烏帽子山火山岩体は東部で岡見深成岩類の貫入を受け、西部で新第三系益田層群、都野津層群に被覆されているため、外形は完全には明らかではない。しかし、既述のように木部の海岸において火山岩体の北西縁部が認められることから、後述する空中磁気探査の結果などを考え合せ、比礼振山火山岩体と同程度の規模、形状を有するものと考えられる。

2) 両岩体はともに明瞭な盆状構造を示す(第 3 図)。すなわち、火山岩層は、それに挟まれる砕屑岩層の層理面と溶結凝灰岩の葉理面でみると、一般に火山岩体の中心部に向かって 25°—60° の傾斜を示し、盆状構造をなしている。特に比礼振山岩体では地質図のとおり各岩相は岩体の輪郭に並行する走向を有し、とくにそれは南半部で明瞭である。北半部では最上位の琵琶石岳安山岩が北縁に偏って分布し、八坂デイサイト質溶結凝灰岩及びそれ以下の岩層の分布がないので、盆状構造の中心は岩体中央北部にあり、全体として北に傾いた構造を呈していると考えられる。烏帽子山火山岩体では火山岩層の盆状構造は比礼振山火山岩体ほど明瞭でない。しかし、南端部では下種安山岩が火山岩体の輪郭に平行して分布

し、赤雁デイサイト質凝灰岩及びそれより下位の火山岩層の走向は輪郭に平行で内側に傾いている。このような性状と最上位の平原流紋岩質凝灰岩が北東部のみに分布することから、北東縁近くに中心のある盆状構造が推定される。なお、火山岩層は縁辺部に近づくにつれて傾斜度を増す。すなわち比礼振山火山岩体では、火山岩体の最外縁で、一般に 50°—60°、所によって垂直に近い急傾斜で、かつ著しく擾乱している。しかし、岩体内部では 20°—40° の傾斜の部分が多くなる。類似の傾向は烏帽子山火山岩体にも認められ、下種安山岩が比較的急傾斜であるのに対し、赤雁デイサイト質凝灰岩は 20°—40° の傾斜と緩い波状構造を呈しているものと考えられる。

3) 火山岩層と基盤の三郡変成岩とは、烏帽子山火山岩体南縁の張り出し部で一部アバットしているが、その他の所では不整合関係は全く認められず、すべて顕著な角礫岩帯により境されている。この角礫岩帯の幅は普通 3—15 m で、礫は角礫—亜角礫で、その種類及び量は所により異なる。例えば笹倉では、礫種は三郡変成岩と安山岩で、前者が後者より多いが、仙道南方、久々茂南方では三郡変成岩礫のみからなる。礫岩は全く成層を示さず、礫の円磨度や淘汰は著しく悪い。礫岩中の礫の容量比は三郡変成岩との接触部から離れるに従って減少する傾向にある。マトリックスは礫と同質の細粒物より構成され、凝灰質部を全く含まない。一般に礫やマトリックスには破碎構造が多く認められる。以上のことより、これらの角礫岩帯は岩体の陥没に伴って形成された断層角礫岩と考えられるが、角礫岩中には破碎構造がほとんど存在せず、大小の角礫の無淘汰な集合体よりなるものもあるので、一部に崖錐性堆積物が含まれる可能性もある。

大谷北方の比礼振山火山岩体の西縁部では角礫岩帯は約 300 m の幅を有し、ブロック化、角礫化した斜長流紋岩と三郡変成岩類から構成されている。斜長流紋岩のブロックは最大 20 m 程であるが、火山岩体に近づくにつれ大きさを減じ火山岩体との接触部付近では 1 m—数 cm の角礫となっている。一方、本郷南方、山折北方の北縁では三郡変成岩類からなる角礫岩帯に沿って斜長流紋岩脈が貫入している。また、烏帽子山火山岩体と三郡変成岩類との境界部分にも、野地・後谷南北・上津田において斜長流紋岩が貫入している。以上のように火山岩体と基盤岩類とは大部分断層関係であるが、断層角礫岩を切り、断層運動の影響を受けていない斜長流紋岩の分布の方が多いことから、主要な陥没運動は斜長流紋岩の貫入以前に起っており、貫入以後の断層はその再動とみ



第6図 空中磁気探査による磁力分布図(金属鉱業事業団, 1976)

1: 益田層群及び都野津層群, 2: 岡見深成岩体; H: 高異常区, L: 低異常区. 図中の数字は磁力値で7000 台の値(単位 γ). 太い実線は陥没体の輪郭.

ることができる.

4) 空中磁気探査の結果からも陥没体を裏付けるデータが得られる. 第6図は金属鉱業事業団(1976)による空中磁気図に, 両岩体の外形を加えたものである. この図から明らかなように, 磁気図と地質との間にはいくつか

の関連が認められる.

a) 烏帽子山火山岩体及び比礼振山火山岩体の輪郭と, 磁力線の同心円状パターンとはほぼ一致する. この一致は烏帽子山火山岩体南縁部の張り出し部においても明瞭に認められる. これは村上(1973)の田万川陥没体の

場合と類似する。

b) 火山岩体内では火山岩体外と比べ全体的に磁気が高く高異常区に入る。

一般に高磁気異常は地表あるいは地下浅所に存在する高磁性の岩体に原因する。磁気図上で高異常の原因の明瞭なのは、岡見深成岩体のみで、他の高異常については必ずしも明らかではない。村上(1973)によって報告された田万川地域の例から考えると、高異常の原因としては地下の比較的浅所に潜在する中性～塩基性深成岩体と、厚い安山岩層の存在などがあげられる。この何れが原因かは現在のところ確定的なデータがないが、高異常区の輪郭が火山岩体の輪郭とほぼ一致していることから、安山岩層に起因している可能性が大きい。

これは深成岩説を完全に否定することではなく、火山岩体の輪郭に調和的な形態を有し垂直に延びた深成岩体が潜在するなら、それによる可能性も考えられることを意味している。

以上述べた1)～4)までのデータは両火山岩体が火山性陥没体を形成している可能性を強く支持している。すなわち、火山岩層と基盤岩とは輪状の断層により接し、空中磁気図から断層内の火山岩体は大きく沈降していることが予想される。火山岩層が盆状構造をしているのは、陥没作用に関連して生じたもので、類似の陥没体は Glen Coe (BAILEY & MAUFE, 1960), Long Valley (BAILEY *et al.*, 1976), 田万川陥没体 (村上, 1973) などでもみられる。以下これらの火山岩体を益田北部陥没体、益田南部陥没体と呼ぶことにする。

なお、既述のように高島にも益田陥没体に類似の火山岩類が分布している。この火山岩類は島の南側では NE 走向, NW 30°～50° 傾斜, 島の北側では NW～E—W 走向, SW～S 40°～70° の傾斜で、全体として向斜構造をしている。基盤との関係は不明であるが、この地域にも別個の古第三紀火山陥没体の存在する可能性がある。

火山岩類・深成岩類の化学組成

各層を代表する火山岩 19 個について主成分化学分析を行なった。結果を岩体別に第 2a, 2b, 2c 表に示す。また深成岩類の分析値を第 3 表に示す。これらの表より、烏帽子山火山岩と比振山火山岩との間には有意の差は認められない。火山岩類の SiO₂ は約 50—74% の広い組成範囲を有し、深成岩類も分析値は少ないが、ほぼそれに対応した組成範囲を有する。AFM 図では DALY (1933) のカルク・アルカリ岩系に近い位置にプロットされる (第 7 図)。火山岩類は K₂O 値が低く、K₂O

第 2a 表 烏帽子山火山岩類の化学分析値

No.	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	50.49	52.33	55.81	57.43	69.59	71.28	73.82
TiO ₂	1.06	0.77	1.04	0.24	0.37	0.02	0.32
Al ₂ O ₃	18.14	16.50	15.90	16.75	14.20	14.14	14.80
Fe ₂ O ₃	3.53	1.58	3.55	0.17	1.55	0.53	1.03
FeO	4.35	5.74	4.56	6.25	1.59	1.41	1.61
MnO	0.15	0.12	0.18	0.08	0.07	0.01	0.11
MgO	5.09	4.23	3.31	3.66	0.67	0.69	0.49
CaO	6.90	7.68	6.65	5.98	2.13	1.44	2.04
Na ₂ O	4.14	3.59	4.20	4.82	5.85	4.51	3.29
K ₂ O	0.74	0.95	1.44	1.33	1.84	2.70	2.10
H ₂ O+	4.10	5.56	2.77	2.67	1.55	1.68	0.48
H ₂ O-	0.79	0.70	0.71	0.28	0.34	0.58	0.13
P ₂ O ₅	0.10	0.10	0.15	0.04	0.05	0.02	n.d.
Total	99.58	99.85	100.27	99.70	99.80	99.01	100.22

Note: 1-4, Shimotane andesite
5, Akagari dacite tuff
6-7, Hirabara rhyolite tuff

Analyst: T. Imaoka (No. 7), Y. Kawata (others)

/Na₂O 比は 1 試料を除き 0.7 以下を示す。これは田万川層群とその相当層火山岩類の特徴 (村上, 1973; 今岡・村上, 1979; 村上・今岡, 1980) に類似し、山陰地域における古第三紀田万川期火山岩類の一般的特徴としてとらえられる。次に、これら古第三紀火山岩類を、西南日本内帯に広く分布する後期中生代及び新第三紀火山岩類と比較すると、K₂O 値、K₂O/Na₂O 比は後期中生代火山岩類において高く、古第三紀・新第三紀のものにおいて低い。同様の事実は深成岩類についても認められる。

益田陥没体形成史

前章までの層序・構造の記載より、益田陥没体の形成史についてまとめる。

南部・北部両陥没体ともに、ごく一部を除いて最下部層は断層のため露出していないので、火山体形成の最も早期の構造運動は不明である。両陥没体における火山活動は玄武岩質安山岩の活動によって始まった。これらの安山岩層 (三谷安山岩・下種安山岩) と津田礫岩層中にしばしば水底碎屑岩層や火山円礫岩層が広域的に含まれることから、火山体形成の初期には、広い範囲にわたって水域 (おそらく湖沼) があったものと推定される。三谷安山岩の上位の仙道デイサイト質凝灰岩中にも水底堆積層が挟在されることから、この時期までは水域が存在していた。以後、火山活動はデイサイト～流紋デイサイト質へと、より酸性へと変化してゆくとともに、溶結凝灰岩が卓越するようになり、挟在する水底堆積層も小規模となることから、水域の消滅あるいは縮小が推定される。軽微な不整合をとめない、火山活動は再び安山岩質へと

No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	56.68	69.27	59.46	61.26	69.56	71.02	70.32	67.71	56.61	57.61	68.84	73.21
TiO ₂	0.85	0.22	1.17	0.66	0.34	0.31	0.39	0.55	0.82	0.76	0.53	0.11
Al ₂ O ₃	17.00	14.17	15.99	17.23	14.73	14.45	14.91	15.74	17.96	17.51	15.03	13.06
Fe ₂ O ₃	2.25	0.97	2.67	4.41	1.28	1.66	0.91	2.34	2.30	2.19	1.40	0.96
FeO	4.37	1.01	4.83	3.12	1.56	0.93	1.86	0.94	4.11	3.93	2.16	0.15
MnO	0.14	0.09	0.11	0.16	0.06	0.12	0.15	0.17	0.11	0.11	0.08	0.08
MgO	3.41	0.56	2.95	1.76	0.86	0.74	0.74	0.95	3.81	3.50	0.83	0.21
CaO	6.59	4.25	4.74	3.52	1.74	1.17	2.15	1.39	7.06	6.63	2.06	1.42
Na ₂ O	4.09	3.30	3.16	4.73	4.51	4.14	4.54	4.11	3.76	3.81	5.22	2.38
K ₂ O	0.88	0.65	0.81	1.21	2.83	2.87	1.89	2.45	0.69	1.08	2.26	4.01
H ₂ O(+)	3.35	4.89	3.14	0.94	2.28	2.02	1.98	2.70	2.59	2.51	1.42	3.61
H ₂ O(-)	0.40	0.54	0.57	0.33	0.26	0.57	0.16	0.95	0.19	0.35	0.16	0.80
P ₂ O ₅	n.d.	n.d.	0.24	0.09	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	100.01	100.00	99.84	99.42	100.01	100.00	100.00	100.00	100.01	99.99	99.99	100.00

Note: 1. Mitani andesite, south of Asakurago, 504-C33
 2. Sando dacite tuff, north of Kamikukumo, 502-11B
 3. Kukumo andesite, Obarago, 503-B17
 4. Kukumo andesite, east of Asakurago, 503-B7
 5. Yasaka rhyodacite welded tuff, west of Mitani, 505-B3
 6. Yasaka rhyodacite welded tuff, Mitani, 503-B21
 7. Obara rhyodacite, east of Obarago, 78504-A1
 8. Hisaki dacite welded tuff, Hisaki, 78504-A3
 9. Biwaishidake andesite, north of Asakura, 505-C1
 10. Biwaishidake andesite, south of Biwaishidake, 78503-C9
 11. Otani plagio-rhyolite, west of Sasakurago, 503-A29
 12. Otani plagio-rhyolite, south of Kamikukumo, 78504-D2
 Analyst: Y. Sawada (Nos. 1, 5, 9, 10, 11), T. Imaoka (others)
 FeO, H₂O(+), H₂O(-) determined by N. Murakami

第3表 岡見深成岩類の化学分析値

No.	1	2	3	4
SiO ₂	52.67	64.44	67.92	71.05
TiO ₂	1.37	0.24	0.10	0.45
Al ₂ O ₃	18.42	16.65	16.20	14.00
Fe ₂ O ₃	4.30	1.41	1.14	1.97
FeO	5.23	3.34	2.10	1.77
MnO	0.05	tr.	tr.	0.02
MgO	4.54	1.75	1.74	0.80
CaO	8.49	3.65	3.75	3.20
Na ₂ O	3.06	5.05	4.50	4.05
K ₂ O	0.58	1.80	2.00	2.29
H ₂ O+	0.35	0.32	0.63	0.39
H ₂ O-	0.18	0.67	0.11	0.12
P ₂ O ₅	0.44	1.20	0.16	0.32
Total	99.68	100.52	100.35	100.43

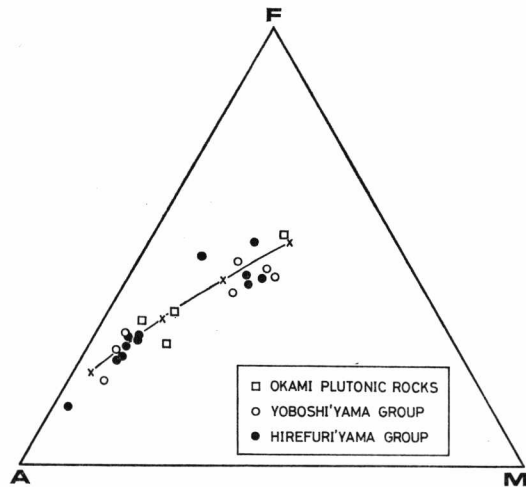
Note: 1, Quartz diorite
 2, Granodiorite
 3, Granite
 4, Granite

変化するとともに、その堆積盆は南部陥没体では北方へ、北部陥没体では北東方へと移動していった。陥没体の輪郭にあたる環状断層は、比礼振山火山岩体では小原デイサイト質凝灰岩までを、また烏帽子山火山岩体では赤雁デイサイト質凝灰岩まで切っている。従って、陥没運動は少なくとも、この両層堆積以後に起こったことになる。上位の琵琶石岳安山岩及び釜口安山岩中には、初期の安山岩質火山岩層中にみられたような水底堆積物をほ

No.	1	2
SiO ₂	58.30	62.06
TiO ₂	0.55	0.49
Al ₂ O ₃	16.54	15.16
Fe ₂ O ₃	1.66	3.29
FeO	4.97	3.69
MnO	0.13	0.15
MgO	3.74	2.13
CaO	6.50	5.63
Na ₂ O	2.86	2.63
K ₂ O	1.33	1.68
H ₂ O(+)	3.64	2.71
H ₂ O(-)	0.14	0.17
P ₂ O ₅	0.14	0.16
Total	100.50	99.95

Note: 1: Andesite tuff
 2: Andesite lava
 Analyst: N. Murakami

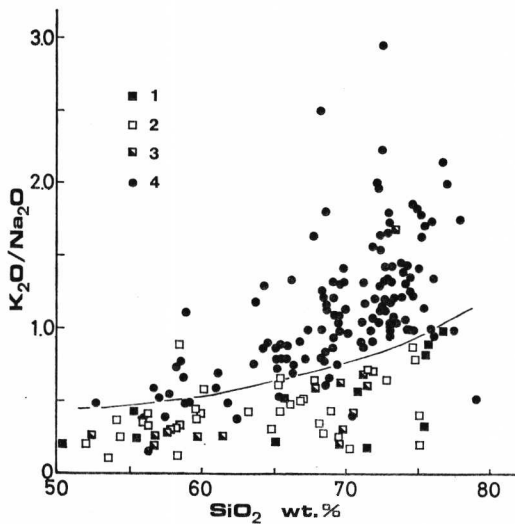
第2b表(左) 比礼振山火山岩類の化学分析値。
 第2c表(上) 高島火山岩類の化学分析値。



第7図 益田陥没体構成岩の A-F-M 図

×-×-× : DALY(1933)による玄武岩-安山岩-デイサイト-流紋岩の平均化学組成。

とんど伴わないことから、乾陸域での活動であることが推定される。北部陥没体では釜口安山岩の流出・噴出後、北東域を中心として流紋岩質の活動(平原流紋岩質凝灰岩)があった。火山活動の最末期には、かなり大規模な斜長流紋岩の貫入があったが、その貫入の場は陥没体の周辺部を中心としている。南部陥没体の西縁部では、



第8図 火山岩類の SiO_2 - $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 図

凡例 1: 新第三紀火山岩類 (MUKAE, 1958), 2: 田万川層群及びその相当層 (村上, 1973; 今岡・村上, 1979; 村上・今岡, 1980), 3: 益田陥没体構成火山岩類, 4: 西南日本内帯の後期中生代火山岩類 (村上・今岡, 1980).

この斜長流紋岩が基盤岩とともに著しく破碎されているばかりでなく、周縁角礫岩中にも大量に礫として含まれ、この角礫岩層自体が急角度で傾斜していることから、斜長流紋岩の貫入後においても、それ以前の陥没運動の際に生じた断層の再動があったものと考えられる。すなわち、両火山岩体には火山性の陥没運動と、最末期の斜長流紋岩貫入以降の断層運動の2時期の断層運動が認められるが、斜長流紋岩礫を含む角礫岩は西部以外では認められず、逆に東部では周縁角礫岩帯を貫く斜長流紋岩脈の存在することから、後期の断層運動は比較的局所的なものであった可能性が大きい。南部陥没体ではその後西縁部において花崗斑岩脈の貫入があった。一方北部陥没体では、火山活動の終了後引続いて北東縁において岡見深成岩類の貫入があった。

山陰西部には、類似の古第三紀陥没体が、日本海に沿って約 20 km 間隔で直線状に配列している (今岡・村上, 1979)。これらはいずれも塩基性の安山岩の活動に始まり、デイサイトの噴出を経て、流紋岩の活動に終る火山活動と、NE-SW に延びた陥没体を形成する共通性を有しているが、その形成機構に関しては必ずしも共通しているとは考え難い。すなわち、最西域に分布する田万川陥没体については、2種の輪状深成岩体の存在から、スコットランドの Ben Nevis 陥没体 (BAILEY & MA-

UFE, 1960; JOHNSTONE, 1966) に類似した形成機構が考えられた (村上, 1973)。また東部の桜江陥没体 (中村, 1980)、波佐陥没体 (村上ら, 1982) については、その地質構造と深成岩体の形態より SMITH & BAILEY (1968) による Valles 陥没体類似の形成機構が考えられている。しかし益田陥没体については単純な盆状構造を示すことから、Valles 型類似の機構は考え難い。また、ごく一部を除いて輪状岩脈の発達のないため、田万川陥没体類似の機構も考え難い。恐らく最も類似した陥没体としてあげられるのは、アメリカ・オレゴン州の Crater Lake カルデラ (WILLIAMS, 1941) やスコットランドの Glen Coe 陥没体 (BAILEY & MAUFE, 1960) であろう。両者は類似した盆状の構造を示す陥没体であるが、前者が大部分酸性の火山岩より構成され負のプーゲー異常を示すのに対し、後者は中性の火山岩を主として酸性の火山岩を伴っている。構成火山岩の主体がデイサイト～安山岩であることも考え、益田陥没体は上記の例のうち、Glen Coe 陥没体に類似したものと推定される。Glen Coe 陥没体にみられるような輪状貫入岩には乏しいが、この陥没体と同様に1回あるいは2回程度の地表陥没作用が陥没体形成の主作用であったと考えられる。今後、ここで扱ったような地下構造の比較的わかる陥没体との類似点や相異点について更に細かく検討し陥没の機構を明らかにしていく必要がある。

ま と め

1 島根県益田市東部に新しく古第三紀火山性陥没体が発見された。この陥没体を益田陥没体とよぶ。益田陥没体は南北に並ぶ2つの陥没体よりなり、いずれも NE-SW に延びた約 8×5 km の楕円状輪郭を有するが、本地域北方海上 10 km の高島にも益田陥没体構成岩に類似の火山岩層が分布する。

2 南部陥没体 (比礼振山火山岩体) は玄武岩質安山岩を最下位とし、斜長流紋岩を最上位とする8つのユニットに区分される。主岩層は安山岩質～デイサイト質溶岩及び凝灰岩により構成され、しばしば凝灰質頁岩・砂岩層をはさむ。積算最大層厚は 3,180 m に達する。陥没体の中央部北寄りに中心をおき、全体として盆状構造を形成している。

3 北部陥没体 (烏帽子山火山岩体) は玄武岩質安山岩を最下位とし、流紋岩質凝灰岩及び斜長流紋岩を最上位とする5つのユニットに区分され、南部陥没体よりも酸性の火山岩に富む。北東縁近くに中心をおき、北東側に傾く盆状構造を呈する。積算最大層厚は 3,050 m。北東

端には陥没体に接して岩株状の深成岩体の貫入がみられる。

4 陥没体は周囲の基盤岩類との間において、ほとんどの地域で顕著な断層角礫帯によりとり囲まれている。空中磁気探査により得られた磁力図のパターンは陥没体の輪郭と完全に調和し、陥没体内はその周囲より高磁力地域に相当する。このような性状及びその地質構造より、益田陥没体はスコットランドの Glen Coe 陥没体に類似の機構により形成されたものと考えられる。

5 陥没体を構成する火山岩及び関係する侵入岩類はカルク・アルカリ岩系の化学組成を有し、古第三紀田万川期火成岩類に共通した K_2O/Na_2O 比の低い特徴を有している。

6 陥没体の形成は火山岩中のジルコンのフィッシュン・トラック年代及び関連深成岩の K-Ar 年代などから、30~40 Ma 前に行なわれたと推定される。

文 献

- BAILEY, E. B. and MAUFE, H. B., 1960: The geology of Ben Nevis, Glen Coe and the surrounding country. *Mem. Geol. Surv. Scotland*, **53**, 1—307.
- BAILEY, R. A., DALRYMPLE, G. B. and LANPHERE, M. A., 1976: Volcanism, structure and geochronology of Long Valley caldera, Mono county, California. *Jour. Geophys. Res.*, **81**, 725—744.
- DALY, R. A., 1933: *Igneous rocks and the depth of the earth*. 598 p., McGraw-Hill, New York and London.
- 藤田 崇, 1964: 島根県益田市北部の地質, とくに新生界について. *地質雑*, **70**, 100—109.
- 今岡照喜・村上允英, 1979: 西中国地域の後期中生代～古第三紀火山岩類の岩石化学. *地質学論集*, no. 7, 259—272.
- JOHNSTONE, G. S., 1966: *British regional geology. The Grampian Highlands*. 103 p., Edinburgh.
- 河野通弘・三上貴彦・長谷 晃・沖村雄二・太田正道, 1977: 鹿足層群の層序と地質構造. *山口大教育研究論叢*, **26**, 63—76.
- 河野義礼・植田良夫, 1966: 本邦火成岩類の K-A dating (V) — 西南日本の花崗岩類 —. *岩鉱*, **56**, 191—211.
- 金属鉱業事業団, 1976: 昭和 50 年度広域調査報告書, 益田地域. 通商産業省資源エネルギー庁.
- 松田高明, 1981: フィッシュン・トラック年代からみた古第三紀田万川帯. 日本地質学会第 88 年学術大会, 講演要旨, 132.
- MUKAE, M., 1958: Volcanostratigraphical study on the Miocene volcanism in the Shimane Prefecture, Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ.* (C), **2**, 129—172.
- 村上允英, 1960: 中国西部における自亜紀及び第三紀火成活動. *山口大理科報告*, **11**, 21—126.
- , 1969: 山陰西部における新第三紀堆積盆地との関連よりみた後期中生代～古第三紀火山岩層の構造. *地質学会 76 年総会討論会資料*, 77—83.
- , 1973: 古第三紀田万川陥没体の形成機構に関する一考察. *地質学論集*, no. 9, 93—105.
- ・今岡照喜, 1980: 西南日本内帯における後期中生代～古第三紀火山岩類の化学性—とくに西中国地域を中心として—. *岩鉱特別号*, no. 2, 263—278.
- ・井筒清貴, 1982: 古第三紀波佐陥没体の地質と構造. *地質雑*, **88**, 311—319.
- 中村栄三, 1980: 山陰帯古第三紀のいわゆる田万川期におけるアルカリ岩の発見とその意義(要旨). *岩鉱*, **75**, 124.
- 西村裕二郎・岡本哲夫, 1976: 益田地域のローソン石—曹長石片岩. 小島丈児先生還暦記念文集, 144—153.
- 瀧木輝一, 1957: 島根県岡見深成岩体中の塩基性包有岩と花崗岩質“偽捕獲岩”の成因. *地質雑*, **63**, 35—47.
- 岡村義彦・西村裕二郎・長谷 晃・添田 晶・沖村雄二・広渡文利・木村慶信・赤塚政美・井上多津男・安居院弘輔・大谷顕一・弧島章一郎, 1975: 島根県益田地域の三郡変成岩類. *山口大教育研究論叢*, **25**, 19—36.
- SHIBATA, K. and ISHIHARA, S., 1974: K-Ar ages of the major tungsten and molybdenum deposits in Japan. *Econ. Geol.*, **69**, 1207—1214.
- SHIBATA, H., OKI, Y. and SAKAKIBARA, Y., 1960: Chemical composition of Japanese granitic rocks in regard to petrographic provinces. VII. *Sci. Rept. Tokyo Kyoiku Daigaku*, Ser. C, 71—94.
- 島根県立工業技術センター, 1976: 石見地方粘土鉱床調査報告書. (第 1 報) 益田地区.
- SMITH, R. L. and BAILEY, R. A., 1968: Resurgent cauldrons. *Geol. Soc. Am. Mem.*, **116**, 613—662.
- WILLIAMS, H., 1941: Calderas and their origin. *Univ. Calif. Pubs., Dept. Geol. Sic. Bull.*, **25**, 239—346.