

## 古第三紀波佐陥没体の地質と構造

村上 允英\*・今岡 照喜\*\*・井筒 清貴\*\*\*

Geology and Structure of Paleogene Haza Cauldron, Shimane Prefecture,  
Southwest Japan

Nobuhide MURAKAMI\*, Teruyoshi IMAOKA\*\* and Kiyotaka IZUTSU\*\*\*

**Abstract** A small cauldron of Paleogene age was found in the Haza area, western part of the Chugoku Mountainland, Southwest Japan. This cauldron, which measures 4 kilometers by 6 is defined by concentric arrangement of component rocks composed of central pluton (granites), volcanic formations (andesite with dacite and rhyolite) and marginal ring intrusives (quartz diorite). Another characteristic feature of the cauldron is the presence of breccias consisting of various sizes of angular pebbles and blocks of volcanic rocks together with basement rocks, along the contact of the volcanic formations with basements. The volcanic formations have a peculiar structure with steeply inward tilted margin and possibly outward dipping at least in part near the central pluton. This indicates the collapse sinking of the volcanic formations, followed by the uplift accompanied by the doming of granite pluton and emplacement of ring intrusions. This mechanism of formation of the Haza Cauldron resembles that of the resurgent cauldron after SMITH and BAILEY (1968), although there are some differences between them. The Haza Cauldron is the smallest of the Paleogene cauldrons of the San' in area, and distinguished by lacking of welded structure in component volcanic rocks.

### はじめに

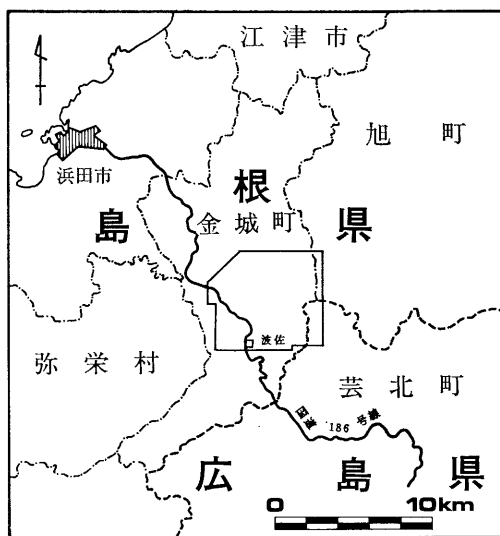
広島市と浜田市を結ぶ国道186号線沿いの広島・島根県境地域に、時代未詳の安山岩類が分布することはかなり以前から知られていた。村上(1960)は安山岩類のうち島根県小国地域おぐにのものについて、岩相の類似から、田万川火山岩類と同じく古第三紀形成と考えたが、雲月山地域うんげつさんのものについては白亜紀火山岩類に対比した。一方、今村ほか(1966)・島根県(1963)は雲月山地域の安山岩類も第三紀のものであろうと推定した。このように見解が異なったのは、この地域の地質調査が不十分で、1/50,000程度の地質図も完成していなかったためである。なお、

1981年7月20日受理

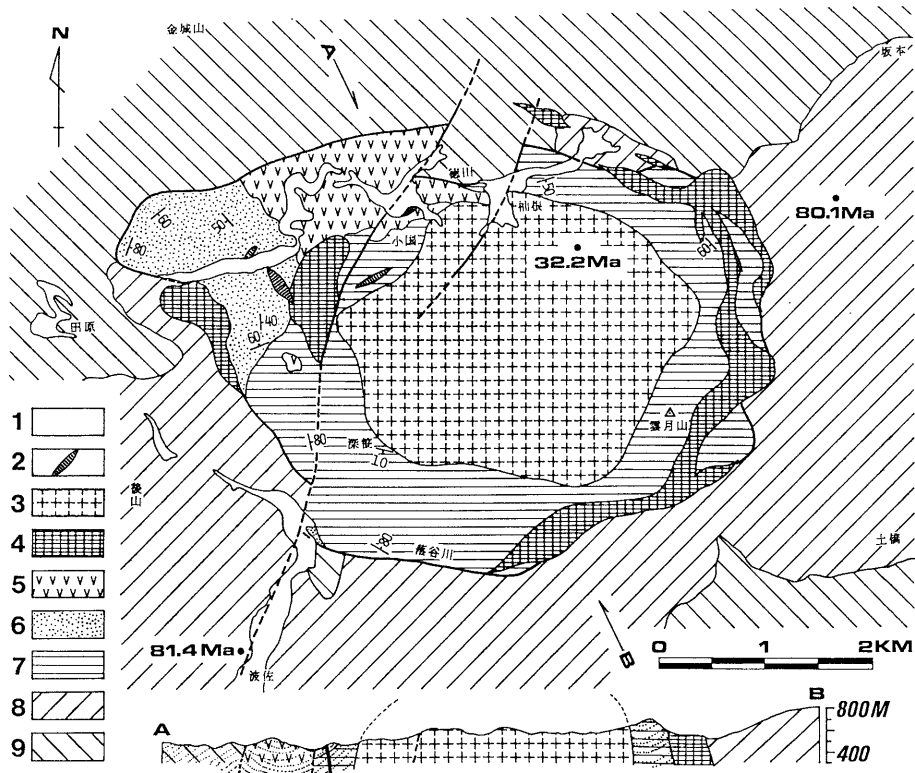
\* 山口大学教養部地学教室。Institute of Earth Sciences, Faculty of Liberal Arts, Yamaguchi University, Yamaguchi, 753 Japan.

\*\* 広島大学理学部地質学鉱物学教室。Institute of Geology and Mineralogy, Faculty of Science, Hiroshima University, Hiroshima, 730 Japan.

\*\*\* 山口県庁。Yamaguchi Prefectural Office, Yamaguchi, 753 Japan.



第1図 波佐陥没体の位置図



第2図 波佐陥没体地質図及び地質断面図

- 1: 第四系, 2: 岩脈類, 3: 花崗岩, 4: 石英閃緑岩, 5: 流紋岩質凝灰岩, 6: デイサイト質凝灰岩,  
7: 安山岩質熔岩・凝灰岩, 8: 後期中生代深成岩類, 9: 後期中生代酸性火山岩類.

この地域には黒雲母花崗岩から石英閃緑岩にわたる種々のタイプの深成岩類が分布しているが、村上(1960)はこれらのうち柚根地域の花崗岩のみを第三紀、他をすべて白亜紀後期形成と考えた。

1977年著者等の1人井筒はこの地域を再調査し、小国地域の安山岩と雲月山の安山岩とが連続して輪状分布を示すことを明らかにした。この分布形態と火山岩類の周縁につらなる角礫岩帯の確認から、波佐地域の火山岩体は田万川陥没体(村上, 1969・1973)などと同様に古第三紀形成の陥没体であろうと考えられるようになった。これを波佐陥没体と呼ぶことにする。波佐陥没体は村上(1969)による予察から漏れた陥没体であるばかりでなく、後述のように、その形態及び形成機構もかなりユニークなものと考えられる。

#### 地質概説

波佐陥没体は島根県浜田市の南東方にある波佐部落の北部から北東部にかけて分布している。地質図(第2図)

のとおり、この地域の地質はほとんど白亜紀及び以降の火山岩・貫入岩類により構成され、白亜紀のものと古第三紀のものに区分される。白亜紀の火山岩類は波佐陥没体西側の田原地域から、北側の金城山～坂本間及び陥没体南側の土橋地域と波佐地域とに分布する。ほとんど流紋岩質～デイサイト質凝灰岩・熔結凝灰岩よりなり、全域にわたり明瞭な再結晶組織を示すが、再結晶はマトリックスのみで、斑晶には比較的新鮮な角閃石・黒雲母・斜方輝石などの残存することが多い。その岩質より MURAKAMI(1974)による匹見層群に対比される。E-W～NE-SW 走向で、陥没体の北側では N-NW、南側では S-SE に 30°～50° の傾斜を示す。

白亜紀貫入岩類は陥没体の東部から南部をとおり西部にかけて広く分布し、石英閃緑ひん岩～花崗閃緑斑岩、花崗閃緑岩～石英閃緑岩、黒雲母花崗岩、花崗斑岩などに区分される(村上, 1960)。石英閃緑ひん岩～花崗閃緑斑岩は東部の坂本地域及び南部の土橋一大井谷間に分布する。中粒・優黒質の岩石で、アプライト脈を伴なう。鏡

下では斜長石・角閃石を主とする斑晶と斜長石・カリ長石・石英・黒雲母を主とする粒状組織の石基よりなる。塩基性の岩石では時に角閃石の内核部に単斜輝石の残存することがある。岩石が酸性になると石基の量比の増加と共にカリ長石・石英・黒雲母量が増し、斜長石斑晶にソーダ質外縁部が生ずる。代表的花崗閃緑斑岩のモード比は角閃石 3.8—4.5, 黒雲母 7.1—8.2, 斜長石 47.1—47.2, カリ長石 12.5—13.9, 石英 23.9—25.5, その他 1.5—4.8% である。花崗閃緑岩～石英閃緑岩は波佐部落周辺から後山地域にかけて広く分布し、優白質花崗岩及びアプライト脈を伴なう。含有鉱物は花崗閃緑斑岩～石英閃緑ひん岩に似ているが、斑状構造に乏しく、粒度は石英閃緑岩において一般に小さく細粒、花崗閃緑岩において中粒である。モード比を記すと、花崗閃緑岩では、角閃石 1.8—3.1, 黒雲母 3.0—8.5, 斜長石 39.8—52.1, カリ長石 9.3—23.3, 石英 27.2—29.3, その他 1.0—2.3%, 石英閃緑岩では、単斜輝石 1.0—4.4, 角閃石 10.1—11.5, 黒雲母 0.3—5.5, 斜長石 63.2—68.6, カリ長石 0.0—2.7, 石英 1.7—5.0, その他 11.1—13.2%, である。黒雲母花崗岩は土橋周辺と波佐西方の笹目原地域及び後山地域の一部に分布し、花崗閃緑斑岩及び花崗閃緑岩～石英閃緑岩を貫く。粗粒・均質で、淡紅色のカリ長石が特徴的である。径 10 cm 以下の閃緑岩質捕獲岩を含むことがある。岩体内部は一般に等粒状であるが、周縁部では斑状を呈することがある。アプライト・ペグマタイト脈を伴なう。代表的岩石では、黒雲母 2.5—3.0, 斜長石 43.3—45.4, カリ長石 18.8—25.0, 石英 28.6—33.2, その他 0.1%, のモード比を示す。花崗斑岩は坂本、柚根東部、田ノ原などの地域に小岩株状岩体として点在するが、そのほか小さい岩脈として産するものもある。アプライト脈を伴ない、構成鉱物及び組織は上記の黒雲母花崗岩中の斑状部の岩石に似ている。代表的岩石では、黒雲母(緑泥石化) 7.2—9.6, 斜長石 36.8—37.1, カリ長石 20.5—30.6, 石英 24.5—33.0, その他 0.6—1.0%, のモード比を示す。

上記の白亜紀深成岩類のうち、坂本地域の花崗斑岩及び波佐西南方の花崗閃緑岩について含有ジルコンによるフィッシュトラック年代  $80.1 \pm 5.6$ ,  $81.4 \pm 5.2$  Ma\* が得られている(松田高明, 私信)。

#### 陥没体構成岩の岩石記載

波佐陥没体は既述の白亜紀火山岩類・深成岩類に囲まれ、E—W にやや延びた円形の輪郭を示す。E—W 方向

の径は約 6 km, N—S 方向の径は約 4 km である。NE—SW 系の 2 本の断層に切られているが変位量は小さい。陥没体を構成する岩石は火山岩類と深成岩・半深成岩類とに大別される。

#### 1 火山岩類

柚根地域の花崗岩体を囲んで輪状の分布を示す。花崗岩及び石英閃緑岩類に貫かれるが、白亜紀火成岩類との間には後述のように角礫岩帯が存在し、両者が直接接することはない。古い方から時代順に安山岩類、デイサイト類、流紋岩類に大別される。

安山岩類：火山岩類中もっとも分布が広く、地質図のように輪状の分布を示す。安山岩質凝灰岩・凝灰角礫岩・熔岩などより成り、地域により構成岩の量比を異にする。例えば柚根—雲月山間に分布するものは、安山岩質凝灰岩・凝灰質砂岩・頁岩の互層で凝灰角礫岩、熔岩を挟むのに対し、深笹から雲月山間に分布するものは、暗緑色塊状の凝灰角礫岩及び凝灰岩を主とし、熔岩及び薄い凝灰質砂岩・頁岩層を挟む。凝灰角礫岩は凝灰質のマトリックス中に斜長石・輝石(ほとんど緑泥石・緑閃石化)の結晶片と共に安山岩片及び基盤の白亜紀花崗岩・閃緑岩の岩片を含むもので、岩片の大きさは径 1—2 cm 大から、岩体の周縁部では 0.5—1 m に及ぶこともある。凝灰岩中には鏡下で花崗岩に由来したと思われる石英片やカリ長石片がしばしば多く含まれる。花崗岩岩片は深笹—雲月山間では多いが、北側の柚根地区ではきわめて少量である。安山岩熔岩は pilotaxitic 組織の石基中に曹灰長石質～亜灰長石質斜長石・単斜輝石\*(しばしば角閃石化)・磁鉄鉱・チタン鉄鉱の斑晶を含む。チタン鉄鉱は今岡ほか(1980)により指摘されたように Mn に富み、山陰地域古第三紀火山岩類の特徴を有する。全岩の  $K_2O/Na_2O$  比は白亜紀の同質岩に比較して低い(第 1 表)。

以上のほか、安山岩体の周縁部では特徴ある角礫岩層の伴われることがある。これはほとんど径 1—10 cm 大の安山岩質角礫(凝灰岩, 凝灰角礫岩, 熔岩で、凝灰角礫岩の礫には花崗岩片を含むものがある)のみよりなり、淘汰をほとんどうけていない。おそらく安山岩噴出時に生じた崖錐状堆積物と推定される。落谷川沿いでは、この角礫岩が凝灰角礫岩, 凝灰岩, 熔岩と 10—50 cm 幅の互層をしている露頭が観察される。なお、安山岩類は熔岩, 凝灰岩共に細脈として周辺白亜紀火成岩を貫いている。陥没体を構成する花崗岩及び石英閃緑岩体に近接する所では、熱変成により緑れん石・緑閃石化などをうけているが、変成帯の幅は狭く 100—200 m 程度かそれ

\*  $^{238}U$  の衰変定数は  $6.85 \times 10^{-17} (y^{-1})$  で計算した。

\* 1 試料について EPMA 分析の結果, Ca : Mg : Fe = 41.9 : 41.7 : 16.4 の値が得られている(今岡・村上, 1979)。

第1表 火山岩類の化学組成

1・3・4・5・6: 安山岩質熔岩, 2・7・8: 安山岩質凝灰岩, 9: デイサイト質凝灰岩, 10: 流紋岩質凝灰岩. 分析者: 村上允英(2, 4, 7, 8, 9, 10), 今岡照喜(1, 3, 5, 6).

| No.                            | 1     | 2     | 3     | 4     | 5     | 6     | 7     | 8     | 9     | 10     |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|
| SiO <sub>2</sub>               | 54.61 | 55.20 | 55.45 | 56.38 | 58.23 | 58.59 | 59.30 | 61.40 | 69.53 | 70.02  |
| TiO <sub>2</sub>               | 1.03  | 0.88  | 0.99  | 1.20  | 0.85  | 1.12  | 1.01  | 1.25  | 0.32  | 0.20   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 19.21 | 17.03 | 17.59 | 16.68 | 16.52 | 17.78 | 17.54 | 16.44 | 13.84 | 14.72  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 4.43  | 1.00  | 1.72  | 4.16  | 3.71  | 2.76  | 1.70  | 1.29  | 1.19  | 0.89   |
| FeO                            | 2.47  | 4.73  | 5.15  | 3.18  | 2.90  | 3.76  | 3.78  | 3.65  | 1.67  | 1.53   |
| MnO                            | 0.21  | 0.14  | 0.22  | 0.17  | 0.11  | 0.19  | 0.13  | 0.05  | 0.12  | 0.08   |
| MgO                            | 2.91  | 4.70  | 4.56  | 3.08  | 2.35  | 2.35  | 2.23  | 2.04  | 0.94  | 0.49   |
| CaO                            | 4.67  | 7.11  | 7.93  | 6.62  | 3.73  | 4.34  | 4.20  | 4.35  | 2.47  | 3.22   |
| Na <sub>2</sub> O              | 3.38  | 4.39  | 3.46  | 4.91  | 4.72  | 4.17  | 4.83  | 4.77  | 4.14  | 3.94   |
| K <sub>2</sub> O               | 3.70  | 0.88  | 0.98  | 1.96  | 1.53  | 1.85  | 2.29  | 1.90  | 2.06  | 3.30   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | n.d.  | 0.25  | n.d.  | 0.24  | 0.21  | n.d.  | 0.22  | 0.22  | 0.08  | 0.08   |
| H <sub>2</sub> O+              | 2.76  | 2.64  | 1.25  | 1.06  | 3.28  | 2.56  | 2.24  | 2.34  | 2.99  | 1.41   |
| H <sub>2</sub> O-              | 0.50  | 0.70  | 0.14  | 0.27  | 1.27  | 0.50  | 0.40  | 0.21  | 0.15  | 0.18   |
| Total                          | 99.88 | 99.65 | 99.44 | 99.91 | 99.41 | 99.97 | 99.87 | 99.91 | 99.50 | 100.06 |

以内である。最大層厚約 500m。

デイサイト類: 陥没体北西部の小国地域にまとまった分布を示し(第2図), 深笹地域にも小さい分布が認められる。層厚は最大 300mと推定される。灰緑色塊状の凝灰角礫岩及び凝灰岩で, 時に両者の互層による弱い成層の認められることがある。凝灰角礫岩は径 1 cm 位までの本質岩片及び安山岩質類質岩片を含む岩石で, 礫の量は時に 30% を越える。熔結構造は全く認められない。凝灰岩中には, 時に径 4~8mm の火山豆石が観察される。変質を著しくうけ, 有色鉱物はすべて緑泥石化し, また斜長石のソージュライト化も顕著である。安山岩類の上位に重なり, 流紋岩類におおわれる。

流紋岩類: 徳田地域にやや広く分布し, このほか小国南方にも狭小な分布が知られている。安山岩類及びデイサイト類をおおう。淡灰色塊状の凝灰岩で, 熔結構造は全く認められない。また岩片の量もごく僅かである。化学組成の上では 田万川帯の他の流紋岩質凝灰岩(今岡・村上, 1979)に比べ K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O 比が高い(第1表)。最大層厚 350m。

上記のように火山岩類は大部分凝灰岩・凝灰角礫岩などの碎屑岩類よりなり, 熔岩は少ない。しかし熔結構造を示すものは全く認められない。化学組成の上では, 第4図のように全体としてカルク-アルカリ岩系列に属するものと考えられる。

## 2 深成岩・半深成岩類

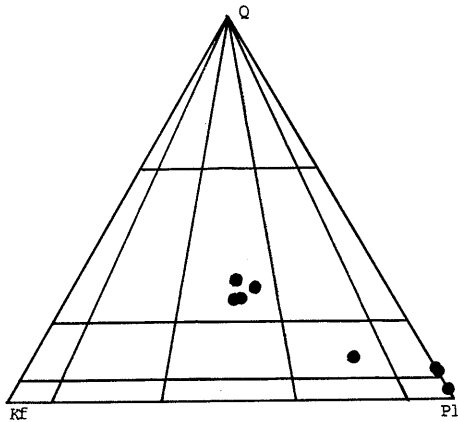
深成岩は石英閃緑岩, 黒雲母花崗岩に, 半深成岩は珪長岩, 花崗斑岩, ひん岩に区分される。これらのうち花崗岩中のジルコンについて 柚根東方のサンプルから  $32.2 \pm 3.0 \text{ Ma}^*$  のフィッシュトラック年代が測定された(松田高明, 私信)。貫入の順序については, 石英閃緑岩と黒雲母花崗岩とは直接接することなく, 半深成岩類は岩脈として石英閃緑岩を貫くが, 黒雲母花崗岩との関係は不明である。なお, 深成岩類の化学組成は第2表・第4図にみられるとおり, 火山岩類と同じカルク-アルカリ岩系列に属する。

石英閃緑岩: 輪状分布をするものと, 小国地域において岩株状産状を示すものとに区分される。前者は火山岩体の南東縁から北東縁にかけて幅 0.1~0.3 km の脈状形態を示すもので, ほぼ火山岩体と基盤岩との境界面にそい, あるいは安山岩中に生じた境界面に平行な割目にそって貫入したものと考えられる。小国西方の小岩体も火山岩体と基盤との境界部にあり, 類似のものであろう。なお, 火山岩体中には地質図に記したもので以外にも幅数mの小岩脈が存在する。石英閃緑岩の岩相・鏡下の性質は岩株状のものも輪状分布のものも大差がない。細粒~中粒で有色鉱物量は場所によりかなりの差がある。一般に塊状で, あまり顕著ではないが斑状組織を示すこ

\* <sup>238</sup>U の壊変定数は  $6.85 \times 10^{-17} (\text{y}^{-1})$  で計算した。

第2表 深成岩類の化学組成及びモード組成 1・2・6・7:石英閃緑岩, 3・4・5・8:花崗岩.  
分析者:村上允英.

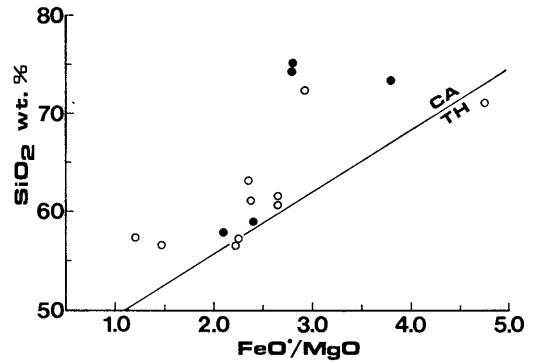
| No.                            | 1     | 2      | 3     | 4     | 5     | 6    | 7    | 8    |
|--------------------------------|-------|--------|-------|-------|-------|------|------|------|
| SiO <sub>2</sub>               | 56.08 | 56.28  | 72.30 | 73.52 | 74.26 |      |      |      |
| TiO <sub>2</sub>               | 1.58  | 1.18   | 0.26  | 0.05  | 0.23  |      |      |      |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 17.66 | 19.45  | 13.94 | 14.02 | 13.19 |      |      |      |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 2.89  | 2.14   | 0.66  | 0.63  | 1.45  |      |      |      |
| FeO                            | 3.56  | 3.47   | 1.15  | 0.81  | 0.68  |      |      |      |
| MnO                            | 0.08  | 0.08   | 0.07  | 0.02  | 0.00  |      |      |      |
| MgO                            | 2.94  | 2.25   | 0.46  | 0.49  | 0.71  |      |      |      |
| CaO                            | 6.19  | 5.28   | 1.40  | 1.02  | 1.53  |      |      |      |
| Na <sub>2</sub> O              | 4.85  | 4.29   | 4.82  | 4.79  | 4.14  |      |      |      |
| K <sub>2</sub> O               | 0.99  | 0.99   | 3.47  | 3.47  | 2.81  |      |      |      |
| F <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.14  | 0.23   | 0.02  | 0.02  | 0.02  |      |      |      |
| H <sub>2</sub> O+              | 2.54  | 3.54   | 0.81  | 0.94  | 0.57  |      |      |      |
| H <sub>2</sub> O-              | 0.22  | 0.89   | 0.18  | 0.07  | 0.19  |      |      |      |
| Total                          | 99.72 | 100.07 | 99.54 | 99.85 | 99.78 |      |      |      |
| Clinopyroxene                  | 6.4   |        |       |       |       | 1.9  | 0.3  |      |
| Hornblende                     | 3.9   | 8.3    |       |       |       | 4.1  | 6.5  |      |
| Biotite                        |       |        | 7.9   | 4.8   | 4.5   | 0.9  | 2.2  | 3.3  |
| Chlorite                       | 14.0  | 4.3    |       |       |       | 4.0  | 3.6  |      |
| Plagioclase                    | 69.6  | 76.6   | 35.4  | 36.3  | 39.5  | 61.7 | 73.6 | 33.2 |
| K-feldspar                     | 0.4   | 0.0    | 31.8  | 34.1  | 28.3  | 14.6 | 0.1  | 31.4 |
| Quartz                         | 1.6   | 5.8    | 24.1  | 24.3  | 27.5  | 9.7  | 5.7  | 29.1 |
| Others                         | 4.1   | 4.9    | 0.8   | 0.5   | 0.3   | 3.1  | 8.0  | 3.0  |



第3図 深成岩類のモード値の Q-Kf-Pl 図

とがある。斑晶は単斜輝石・角閃石・黒雲母・斜長石で、石基は石英・カリ長石・ソーダ質斜長石を主として微文象組織を示すことが多い。角閃石・黒雲母と単斜輝石の量比は1露頭の範囲内でもしばしば変化する。代表的岩石のモード比は第2表・第3図に示すとおりである。また化学組成も第2表のとおりで、火山岩類と同様に K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O 比が低い。石英閃緑岩による熱変成帯の幅は100~200m以下で、変成度もあまり高くない。

黒雲母花崗岩: 陥没体のほぼ中央部において、その輪郭にそった径 2.8~3.0 km の円形の分布を示す。したがって地質図のとおり、花崗岩体の周囲は輪状の安山岩類及び石英閃緑岩類によりとり囲まれる。岩石は中粒・



第4図 波佐陥没体構成火成岩類の FeO/MgO-SiO<sub>2</sub> 図

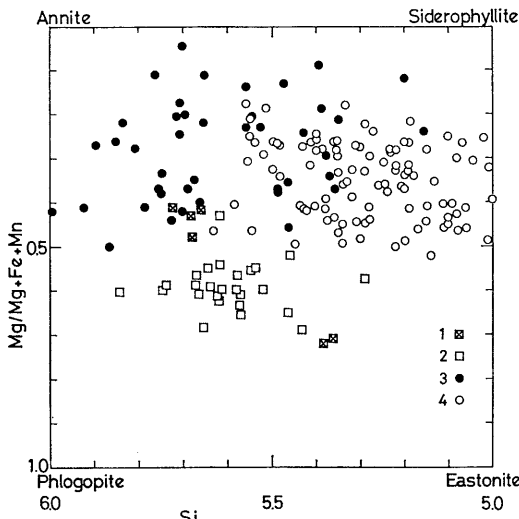
白丸:火山岩類, 黒丸:深成岩類, CA:石灰アルカリ岩系, TH:ソレイ岩系, CA と TH との境界線は Miyashiro(1974) による。

塊状、斑状のアダメロ岩で(第3図)、斑晶は斜長石・黒雲母、石基は文象組織の石英・カリ長石・斜長石よりなる。代表的岩石のモード組成・化学組成は第2表に示すとおりである。含有黒雲母は Fe/Mg が低く(第3表・第5図)、古第三紀花崗岩類の共通性(MURAKAMI, 1977; 今岡・村上, 1979)を具えている。このほか花崗岩中には場所によりミアロリット孔隙が発達し、また硫化鉄鉱の鉱染をうけていることがある。小さいアプライト脈をしばしば伴うが、ペグマタイトを共産することはない。いわゆる塩基性捕獲岩の分布には地域差があり、北半部

第3表 深成岩中の黒雲母の化学組成及び原子比  
No. は第2表に対応。分析者：今岡照喜。

| No.                            | 3     |       |       | 4     |       | 5     |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 36.73 | 36.47 | 36.43 | 36.21 | 35.87 | 37.11 |
| TiO <sub>2</sub>               | 3.21  | 3.57  | 3.81  | 1.01  | 0.81  | 4.30  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 12.90 | 12.53 | 12.63 | 12.63 | 12.94 | 12.24 |
| FeO*                           | 21.24 | 22.80 | 23.50 | 14.90 | 15.40 | 23.01 |
| MnO                            | 0.90  | 1.12  | 1.06  | 0.35  | 0.41  | 1.17  |
| MgO                            | 11.43 | 10.11 | 9.81  | 22.08 | 21.63 | 9.48  |
| CaO                            | 0.03  | 0.02  | 0.01  | 0.00  | 0.00  | 0.09  |
| Na <sub>2</sub> O              | 0.18  | 0.24  | 0.22  | 0.17  | 0.24  | 0.20  |
| K <sub>2</sub> O               | 8.39  | 8.33  | 8.27  | 9.11  | 8.80  | 8.83  |
| Total                          | 95.01 | 95.19 | 95.74 | 96.46 | 96.10 | 96.43 |
| Numbers of cations (O=22)      |       |       |       |       |       |       |
| Si                             | 5.682 | 5.686 | 5.661 | 5.386 | 5.363 | 5.725 |
| Al <sup>IV</sup>               | 2.318 | 2.302 | 2.313 | 2.215 | 2.281 | 2.226 |
| Al <sup>VI</sup>               | 0.034 | -     | -     | -     | -     | -     |
| Ti                             | 0.373 | 0.419 | 0.445 | 0.112 | 0.091 | 0.499 |
| Fe                             | 2.748 | 2.972 | 3.054 | 1.854 | 1.925 | 2.969 |
| Mn                             | 0.119 | 0.148 | 0.140 | 0.044 | 0.052 | 0.153 |
| Mg                             | 2.635 | 2.348 | 2.272 | 4.894 | 4.819 | 2.179 |
| Ca                             | 0.005 | 0.003 | 0.001 | -     | -     | 0.014 |
| Na                             | 0.054 | 0.074 | 0.065 | 0.050 | 0.070 | 0.061 |
| K                              | 1.656 | 1.656 | 1.640 | 1.729 | 1.679 | 1.738 |
| mg**                           | 0.479 | 0.429 | 0.416 | 0.721 | 0.709 | 0.411 |

FeO\*: Total Fe as FeO,  
mg\*\*: Mg/Mg+Fe+Mn



第5図 花崗岩中の黒雲母の Si-Mg/Mg+Fe+Mn 図

1: 波佐花崗岩中の黒雲母, 2: 田万川深成岩類中の黒雲母(MURAKAMI, 1969; 今岡, 1979), 3: 山陽帯深成岩類中の黒雲母(MURAKAMI, 1969; 田結庄ほか, 1979; 村上, 未公表データ), 4: 領家帯深成岩類中の黒雲母(HONMA, 1974; SHIBATA *et al.*, 1966; KUTSUKAKE, 1977; 坪井ほか, 1938; 蟹沢, 1979; 田結庄ほか, 1979; 村上, 未公表データ).

において少なく, 南半部において多い, とくに南端部に密集する。

半深成岩岩脈: 火山岩, 石英閃緑岩中にはしばしば珩長岩・石英斑岩・ひん岩などの貫入岩脈が認められる。幅 1m くらいのもから, 20m 前後のものまであり, 珩長岩・石英斑岩岩脈に規模の大きいものが多い。珩長岩は優白質緻密で斑晶をほとんど欠き, 流状構造を呈することがある。石英斑岩に漸移することもある。石英斑岩は結晶に石英・カリ長石・斜長石の目立つ優白質の岩石で, カリ長石斑晶をほとんど欠き, 斜長斑岩といえるものもある。ひん岩は単斜輝石・角閃石・斜長石の斑晶を含む優黒質の岩石で, 石基はドレライト組織を呈する。岩脈の方向には NE 系のもとの NW 系のものがあり, 前者が多い。岩脈貫入の時期は不明であるが, 現在まで, 上記の黒雲母花崗岩を貫くものは知られていない。

陥没体の構造と形成史

既述のように, 波佐陥没体は白亜紀の火成岩類にとり囲まれた東西約 6 km, 南北約 4 km 径の円形の岩体で, 中央には径 2.8~3.0 km の円形の花崗岩体を抱えている。安山岩を主とする火山岩類はこの花崗岩体の周りに輪状の分布をし, 更にその外側には基盤岩との間に輪状の石英閃緑岩脈の分布が認められる。以下, これらの火成岩体の地質構造及び火成岩相互の地質関係について主要な点を括弧してみよう。

1 火山岩類と基盤岩類との地質関係

石英閃緑岩脈により隔てられている所を除くと, 両者の地質関係の比較的明瞭に認められるのは陥没体の西半部に限られる。ここでは露出の良好な落谷川沿いと小国地域での観察結果について述べよう。落谷川沿いでは境界面にそって幅数 10m~数 10m の角礫岩帯が存在する。角礫岩は径 5~20 cm の角礫の不規則集合体で, 淘汰・円磨などはほとんど認められない。また断層角礫岩にみられるような破碎の証拠も存在しない。礫種は安山岩類を主とし, これに基盤岩に由来したと思われる花崗岩・花崗斑岩・石英閃緑岩などの礫を混じえる。一方小国地域では礫の大きさ・形状には大差がないが, 礫及び基質部に顕著な破碎構造が存在し, また礫種は基盤に近付くにつれて基盤岩礫の量を急速に増す傾向を有する。これに類似の角礫岩帯は, 幅は狭いが, 小国北方から柚根地域につらなる火山岩体の北縁沿いにもみられる。

以上の記載から, 落谷川沿いの角礫岩は崖錐性堆積物に類似し, 小国地域及び火山岩体北縁部の角礫岩帯は断層角礫岩に類似の性質をもっていると考えられる。この

ように火山岩類が基盤の白亜紀火成岩類を直接おったり貫いたりするような露頭は全く認められず、火成岩脈により隔てられる以外は、観察される限り両者間には常に角礫岩帯が存在する。類似の現象は 田万川陥没体(村上, 1973)及び 益田陥没体(益田団研 グループ, 1982)においても認められている。

2 火山岩体の構造

火山岩類は一般に塊状のものが多いため、その地質構造を知ることは容易でない。しかし時には異なった岩相間に顕著ではないが層面の認められることがある。地質図上に主要な走向・傾斜値を示す。データ数は余り多くはないが、総合して次の結果が得られる。

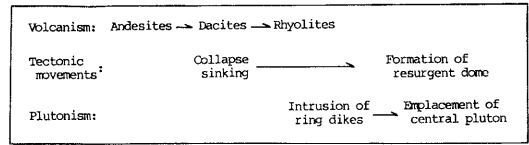
a) 火山岩体の周縁部では、火山岩層は基盤岩との境界線にはほぼ平行の走向で、内側に急傾斜(50°~80°)を示す。

b) 火山岩体の内部では花崗岩によるホルンフェルス化のため、層面の推定は困難である。しかし、北西部及び西部地域においては、安山岩層をデイサイト及び流紋岩層が、外側に傾く比較的急傾斜の接触面でおおっているので、周縁部との間に向斜構造が存在すると考えられる。その他の地域では北西部及び西部地域のように外側傾斜のデータが少数ながら認められるが、何れも緩傾斜であるので、全体として第2図の断面図のように、ほぼ水平かそれに近い構造を推定している。しかしデータ数が少ないので、今後更に細かい調査により検討を続けたいと思っている。

3 深成岩体の形態

外縁部の石英閃緑岩、中央の黒雲母花崗岩、共に壁岩との接触面は急傾斜で垂直に近く、それらの露出形態もこれと調和している。熱変成帯の幅が 100~200 m と狭いのも、この産状と関連している。この形態を地下深処まで延ばすと、石英閃緑岩体は火山岩層をとり巻く輪状岩脈の形態となり、花崗岩体は火山岩体の中央に位置する円筒状岩体ということになる。

以上の波佐火山岩体及び関連する深成岩体の構造を総括すると、断面図(第2図)のとおり、輪状の断層及び輪状岩脈にとり囲まれ、円筒形の花崗岩体を中央部に抱く火山岩層の構造が得られる。このような構造をもっとも良く説明するのは火山性陥没体(cauldron)であろう。すなわち、火山岩体は周囲の白亜紀火成岩体に対して相対的に沈降したもので、火山岩層が外縁部において内側に急傾斜しているのも、スコットランドの Glen Coe 陥没体(BAILEY and MAUFE, 1968)にみられるように、中央部の沈降により生じたと解釈できる。落谷川沿いの角礫



第6図 波佐陥没体形成史

岩も陥没体の縁辺部を埋めた崖錐性堆積物と想像される。

それでは火成作用と陥没作用との前後関係はどうであろうか。落谷川沿いの周縁角礫岩中に安山岩礫が多く、デイサイト礫や流紋岩礫がほとんど認められないことから、陥没作用は安山岩噴出後あるいは噴出中から始まったものと推定される。しかし陥没体の北縁において、後期の噴出物である流紋岩質凝灰岩と基盤岩との間にも顕著ではないが流紋岩礫を含む角礫岩帯が存在することから、陥没作用は火山作用の末期頃まで引き続いたものであろう。深成作用と陥没作用との関係についてはデータに乏しいが、輪状岩脈、中央花崗岩体共にすべての火山岩類及びその構造を切っているので、深成岩類の貫入は陥没作用後期(あるいは陥没作用後)と見なし得る。また、輪状岩脈を貫く珪長岩や石英斑岩などの岩脈が中央花崗岩体中に知られていないこと、及び火山岩体の向斜構造の形成に輪状岩脈が関与していないと見られる点などから、中央花崗岩体は輪状岩脈よりも後の時期の形成で、これに伴って、恐らく陥没体中央部のドーム状隆起が行なわれ、火山岩層の構造も乱されたと考えられる。以上をまとめると第6図のようになる。

一般に陥没体のタイプ分け\* は形成機構の複雑なこともあって必ずしも満足のゆく結果が得られているとはいえないが、主として陥没作用により構造のつくられた場合と、陥没作用 + ドーム形成が組み合わさって形成されたと考えられる場合とに区分される。前者の例としてはスコットランド高地の古生代陥没体が有名で、陥没作用の組み合わせの差により色々の異なったタイプの陥没体を生じたと考えられている\*\*(BAILEY and MAUFE, 1960; JOHNSTONE, 1966)。後者の例としては ANDERSON (1936), RICHEY (1961), WALKER (1975) などによるスコットランドの第三紀火山性陥没体, SMITH and BALLEY (1968), DOELL et al. (1968) による Valles 型陥没体(カ

\* SMITH et al. (1961) は主として輪状岩脈の形態の差より、陥没体を外側に急傾斜する Glen Coe 型と、内側に急傾斜する Valles 型とに区分したが、後述のように、この区分のみでは説明困難な陥没体もある。

\*\* 例えば地表陥没(surface caldera)のみの Glen Coe 型、地下陥没(underground subsidence)の繰り返しによる Etive 型、地表陥没と地下陥没の組み合わせによる Ben Nevis 型などがあげられる。

ルデラ)などがあげられる。スコットランドの第三紀火山性陥没体について WALKER (1975) は、初期に酸性マグマのドーム形成とそれに伴う円錐状岩床 (cone sheet) の貫入があり、その後には陥没及び輪状岩脈の形成が行なわれた、というモデルを提唱した。SMITH and BAILEY (1968) による Valles 型陥没体 (resurgent cauldron) はこれとは異なり、初期に大量の火砕流の噴出に続いて陥没作用があり、その後には酸性マグマの上昇によるドーム形成が行なわれる。輪状岩脈の貫入は陥没時にもドーム形成時にも行なわれる。

さて、波佐陥没体の形成にはどのような機構が考えられるであろうか。筆者らは上記の諸説のうち、陥没体のほぼ中央に深成岩体の存在することから、WALKER (1975) 説と resurgent cauldron 説 (SMITH and BAILEY, 1968) とを検討した。両説のうち WALKER (1975) 説では花崗岩プルトーンの上昇→火山活動→陥没の順序で、resurgent cauldron 説のように、陥没後のプルトーン上昇が考えられていない。波佐陥没体では中央の花崗岩体は周囲の花崗岩層を貫き、その構造を変化させた(恐らく花崗岩体の貫入に伴う隆起作用によるものと考えられる)と考えられるので、この点からは resurgent cauldron 説への類似説が指摘される。しかし、SMITH and BAILEY (1968) の述べているように、resurgent cauldron では、cauldron 形成前に多量(200~2000 km<sup>3</sup>)の酸性(流紋岩質~デイサイト質)火砕物質(その多くは熔結凝灰岩)の噴出\*が行なわれており、主として安山岩質~デイサイト質非熔結性凝灰岩より成る波佐陥没体の火山岩類とは、その化学性の上においても、噴出量の上においても差が認められる。筆者らは波佐陥没体の生成をもっとも良く説明しうる機構のモデルを模索中であるが、火山噴出後における輪状岩脈の形成、中央花崗岩体の貫入が resurgent cauldron (SMITH and BAILEY, 1968, Table 1) における Stage V の現象に類似していることを強調したい。

今後は火山岩層の構造をより正確に把握すると共に、火山物質の噴出量、陥没体の沈降量の推定を行ない、陥没体の形成機構を検討してゆく必要がある。

なお、波佐陥没体の形成の時代は花崗岩のフィッシュントラック年代から、古第三紀(始新世~漸新世)と推定される。

波佐陥没体の発見により、山陰西部の古第三紀陥没体

(村上, 1969) は西より、田万川、益田(北・南)、浜田、波佐、桜江の順に配列することになる。これらのうち、波佐陥没体はもっとも規模が小さい。この陥没体のみ熔結凝灰岩を産しないのも、この規模の小さいことと関連していると考えられる。

## ま と め

1. 波佐陥没体は浜田市南東方の中国山地内にある火山陥没体で、長径 6 km・短径 4 km のほぼ円形に近い輪郭を有する。

2. 陥没体は輪状分布の火山岩類(安山岩・デイサイト・流紋岩)と中央プルトーン(黒雲母花崗岩)より主としてなり、基盤岩とは輪状岩脈(石英閃緑岩)及び角礫岩帯により境される。

3. 火山岩層は周縁部では内側に急傾斜している。内部の構造は完全には解明されていないが、北西及び西側の地域では外側に傾いており、その他の地域でも類似の構造をしている可能性が大きい。

4. 以上のデータを総合すると、陥没体は 2, 3 の点において差異はあるが、全体として SMITH and BAILEY, 1968) による resurgent cauldron に類似の機構により形成されたと考えられる。

5. 陥没体の形成期はフィッシュントラック年代より、古第三紀(始新世~漸新世)と推定される。

6. 山陰西部における古第三紀陥没体の中で、波佐陥没体は規模最小で、熔結凝灰岩を産しない唯一の陥没体である。

謝辞 稿を終えるにあたり、この論文の発表の機会を与えられた東京農業大学端山好和教授と、花崗岩類のフィッシュントラック年代測定をしていただいた姫路工業大学教養部の松田高明氏に深甚の謝意を表す。

## 文 献

- ANDERSON, E. M., 1936: The dynamics of the formation of cone-sheets, ring dykes and cauldron subsidences. *Proc. Roy. Soc. Edinb.*, **56**, 128—157.
- 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.
- DOELL, R. R., DALRYMPLE, G. B., SMITH, R. L. and BAILEY, R. A., 1968: Paleomagnetism, potassium-argon ages, and geology of rhyolites and associated rocks of the Valles Caldera, New Mexico. *Geol. Soc. Am. Mem.*, **116**, 211—248.
- HONMA, H., 1974: Chemical features of biotites from metamorphic and granitic rocks of the Yanai district in the Ryoke Belt, Japan. *Jour. Japan.*

\* SMITH and BAILEY (1968, Fig. 7) は resurgent cauldron に属する可能性のある陥没体として、規模が小さく波佐陥没体に近い例をいくつか挙げている。それらの陥没体ではすべて火山岩体の中央部に円形輪郭のプルトーンの貫入が認められる。



- Assoc. Min. Pet. Econ. Geol.*, **69**, 390—402.
- 今村外治・瀧木輝一・沖村雄二, 1966: 西中国脊梁山地の地質概観. 西中国山地 国立公園 候補地 学術調査報告, 27—48.
- 今岡照喜, 1979: 島根県古第三紀浜田火山—深成複合岩体の岩石学的研究. 広大修論(MS).
- ・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, **17**, 259—272.
- ・中島和夫・村上允英, 1980: 西中国地域の後期中生代～古第三紀火山岩中の Fe-Ti 酸化鉱物—とくにイルメナイト中の Mn 含有量について. *MAGMA*, **58**, 1—7.
- JOHNSTONE, G. C., 1966: The Grampian Highlands. British regional geology. Her Majesty's Stationary Office, Edinburgh.
- 蟹沢聰史, 1979: 中部地方領家花崗岩中の黒雲母の化学組成. 地質学論集, no. 17, 281—286.
- KUTSUKAKE, T., 1977: Petrological studies on the Ryoke metamorphic rocks in the Toyone-mura area, Aichi Prefecture, Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ., Ser. Geol. Min.*, **43**, 49—110.
- 益田研グループ, 1982: 古第三紀益田陥没体. 地質雑, **88**, 321—335.
- MIYASHIRO, A., 1974: Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Am. Jour. Sci.*, **274**, 321—355.
- 村上允英, 1960: 中国西部における白亜紀および第三紀火成活動. 山口大理科報告, **11**, 22—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 年総合討論会資料, 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.
- MURAKAMI, N., 1969: Two contrastive trends of evolution of biotite in granitic rocks. *Jour. Japan. Assoc. Min. Pet. Econ. Geol.*, **62**, 223—248.
- , 1974: Some problems concerning late Mesozoic to early Tertiary igneous activity on the inner side of Southwest Japan. *Pac. Geol.*, **8**, 139—151.
- , 1977: Compositional variations of some constituent minerals of the late Mesozoic to early Tertiary granitic rocks of Southwest Japan. *Geol. Soc. Malaysia, Bull.*, **9**, 75—89.
- RICHEY, J. E. (Rev. by MACGREGOR, A. G. and ANDERSON, F. W.), 1961: Scotland: The Tertiary volcanic districts. British regional geology. Her Majesty's Stationary Office, Edinburgh.
- SHIBATA, H., OBA, N., and SHIMODA, N., 1966: Bearing of aluminium in mafic minerals in plutonic and metamorphic rocks. *Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku, Ser. C*, **86**, 1—35.
- 島根県, 1963: 20万分ノ1 島根県地質図・説明書.
- SMITH, R. L., BAILEY, R. A. and ROSS, C. S., 1961: Structural evolution of the Valles Caldera, New Mexico, and its bearing on the emplacement of ring dikes, *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, **424—D**, D 145—D 149.
- ・———, 1968: Resurgent cauldrons. *Geol. Soc. Am. Mem.*, **116**, 613—662.
- 田結庄良昭・本間弘次・田崎耕市, 1979: 東中国における花崗岩類の造岩鉱物の化学組成. 地質学論集, no. 17, 99—112.
- 坪井誠太郎・杉 健一・岩生周一, 1938: 本邦産造岩黒雲母について. 地質雑, **45**, 453.
- WALKER, G. P. L., 1975: A new concept of the evolution of the British Tertiary intrusive centers. *Jour. Geol. Soc.*, **131**, 121—141.