

## 長野県南部, 中新世根羽火山群の分布と活動様式

坂本正夫<sup>1</sup>・高田 亮<sup>2,\*</sup>

Masao Sakamoto and Akira Takada (2010) The distribution, and volcanic activity of the Miocene Neba Volcanic Field, Nagano Pref., Central Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 61 (1/2), p. 39-56, 19 figs.

**Abstract:** Middle Miocene Neba Volcanic Field was newly defined in and around the Neba Village, Nagano Prefecture, Central Japan. Unlike large volcanic complexes in the Shitara district, south of the Neba district, volcanic rocks of a small scale are scattered in this district. However, we found the vent concentrated area, in which several vents associated with hydrothermal alteration, for example, Benten, Shirobuchi, Tajima, Kamabuchi, and Kuroji vents, are distributed within the area of 900 m x 700 m in size. The vent concentrated area as a whole forms a funnel-shaped structure. Benten Vent, trending N30°E, and 70m in length, was multiply formed: the vent breccia formation and successive basalt intrusion in the 1st stage, and the 2<sup>nd</sup>–the 3<sup>rd</sup> stage basalt intrusions with brecciation. Shirobuchi Vent, 100 m in length, has the trend perpendicular to that of Benten Vent. Tajima Vent, 70 m in length, was composed of a basalt intrusion cutting a vent breccia. Kamabuchi Vent, 70 m in length, has a tear drop shape surrounding the basement Ryoke granite, and consists of a vent breccia in the outer margin, and a basalt intrusion in its core. The Ryoke granite as the host rocks near each vent is suffered partly from hydrothermal alteration, and partly develops the networks of dikelets. Fall back deposit near the bottom of the vent concentrated area was discovered at Shikizakura. Near vent deposit is identified: the lowermost facies at Anada and the lower facies at Nashinodaira. We reconstruct the cross section of the vent concentrated area with the 550 m altitude difference: the bottom is 600 m, and the top 1150 m a.s.l.

**Keywords:** Neba Volcanic Field, Miocene, Tsugu volcanic rocks, volcanic vent, vent breccia, monogenetic volcano

### 要 旨

長野県根羽村に中新世に活動した火山群を記載し、根羽火山群と呼び火山活動の復元を行った。火山の山体は侵食によって消滅し、基盤岩に残された火道及び岩脈が多数出現している。基盤岩が熱変質を受けた火道集中域では、火砕岩層が残存するとともに5ヶ所の火道が確認でき、周辺の火砕岩類との関係も含めて3回の噴火サイクルが確認できた。特に、最初期の火山活動によって形成された可能性のある火砕岩層が火道集中域の周辺に残っている。当時の火道集中域は、長径約900m短径約700mの範囲にあり、最大の深さ約600mまで基盤岩を吹き飛ばしたもので、現在はその当時の面が現れている。火道集中域の南東には松原川断裂帯があって多数の単成火道が直線状に分布し、火道集中域の北東一帯にはいくつかの岩脈が貫入している。

### 1. はじめに

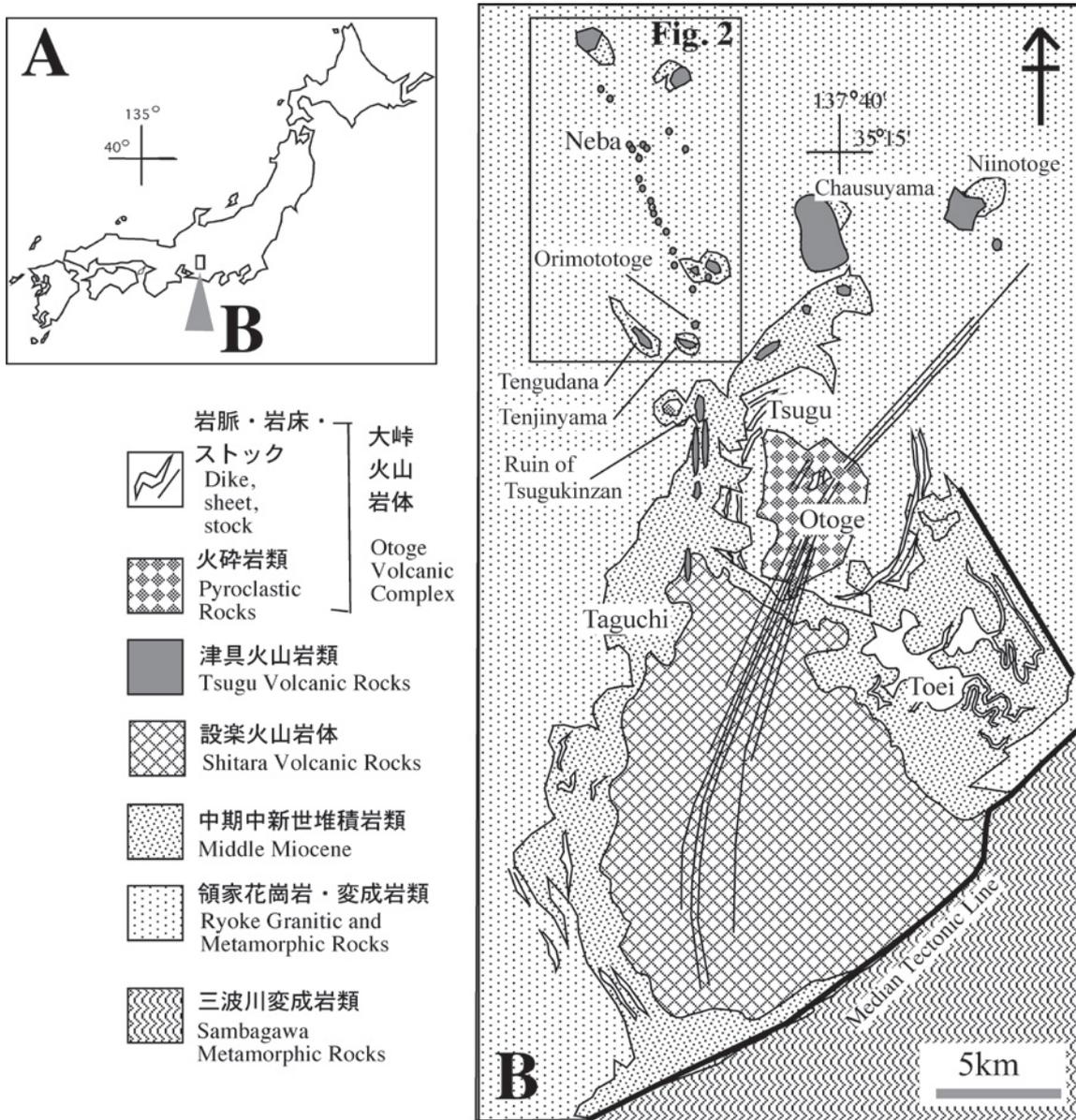
長野県最南端の根羽村の池之平やムネバタ牧場、丸山、壳木村と阿南町新野、また、愛知県設楽町津具の折元峠や天神山には中新世中期玄武岩の溶岩流と貫入岩が広く散在して分布している（下伊那郡地質志、1925；根羽村地質図・火山群図及び解説、1944；久野、1967；北沢、1965；下伊那の地質解説、1976；北沢・湯澤、1979；天竜川上流域地質解説書、1981；湯澤・藤沢、1980；湯澤、1982；沢井ほか、1985；根羽村史、1993）。長野県・愛知県境にある茶白山や天狗棚には安山岩溶岩流と岩脈が分布する（沢井ほか、1985；榊原ほか、1987；白木ほか、2001）。愛知県設楽町田口北方から津具にかけては、南北方向の走向をもつ玄武岩の岩脈群が報告されている（Kato, 1962；久野、1967）。これらの火山岩類は、中新世中期の津具火山岩類と一括して呼ばれている（Kuno, 1960；高田、1987a；牧本ほか、2004）（第1図）。

津具火山岩類は、海拔1000m前後の平坦面に限って

<sup>1</sup>飯田市美術博物館 (Iida City Museum)

<sup>2</sup>地質情報研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Institute of Geology and Geoinformation)

\* Corresponding author: A. TAKADA, Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan. Email: a-takada@aist.go.jp



第1図 調査位置図 (A) 及び設楽と根羽地域の火山岩類分布図 (B). 20万分の1地質図幅「豊橋及び伊良湖岬」(牧本ほか, 2004)を簡略化.

Fig. 1 Index map of the surveyed area (A), and the distribution of volcanic rocks in Shitara and Neba districts (B) after the geological map of Toyohashi and Irago Misaki (1:200,000) (Makimoto et al., 2004).

噴出岩類が分布している(鈴木ほか, 1985). 根羽村から設楽町津具にかけては, 侵食が進んで基盤岩が広く露出しており, 火山体は完全に消滅し, 一部の地域で貫入岩のみが露出している. 筆者らは津具火山岩類を形成した火山の構造を復元するために, マグマが貫入して噴出した火道の位置の特定を行ってきた. その結果, 根羽村内に火山噴出源を特定する火道を多数発見するとともに, 火山活動に伴う基盤岩の熱水変質帯や噴出相とみられる火砕岩類も発見し, 火山の存在を明らかにできるまでに至った.

津具火山岩類には, 廃鉱となった津具金山坑内の岩脈群(坪谷, 1936)や設楽北西の平行岩脈群(久野, 1967), 天狗棚や天神山に平行に貫入している2-3枚の岩脈など, 岩脈や火道が集中する地域がある. 本調査地域内の根羽村中心部にも, 約1km<sup>2</sup>の範囲に5ヶ所の火道ないし小規模な網目状の岩脈が集中しているので, 根羽村中心部及びその周辺の火道・岩脈と噴出岩を, 津具火山岩類のサブグループとして, 根羽火山群と定義する. 久野(1967)によれば火道は地表に噴出された溶岩の通り道と定義されている. これに従い,

本論では，根羽火山群の近傍に噴出相を伴うので，角礫岩を伴う不定形の貫入岩を火道と呼び，それにともなう角礫岩を火道角礫岩と呼ぶ。単純な平行な板状の貫入岩は岩脈として扱う。

本報告は，根羽村に発見された多数の玄武岩の火道角礫岩を伴う火道露頭や火砕岩類露頭の産状と，基盤岩の変質・変形構造を記載する。火道集中域での火道噴火様式の復元を試み，火山活動の概略的な全体像も考察する。津具火山岩類を噴出させた火山活動の全容を解明するには至っていないが，根羽村を中心に発見した火道群は，津具火山岩類の一部の火山岩を噴出させたものと思われる。本報告で記載する21ヶ所の火道及び岩脈の内，三枚沢岩脈は愛知県設楽町津具にありその他はすべて根羽村内にある。三枚沢岩脈の方向は根羽村内の岩脈群の延長線上にあるので，根羽火山群に含める（第2図）。

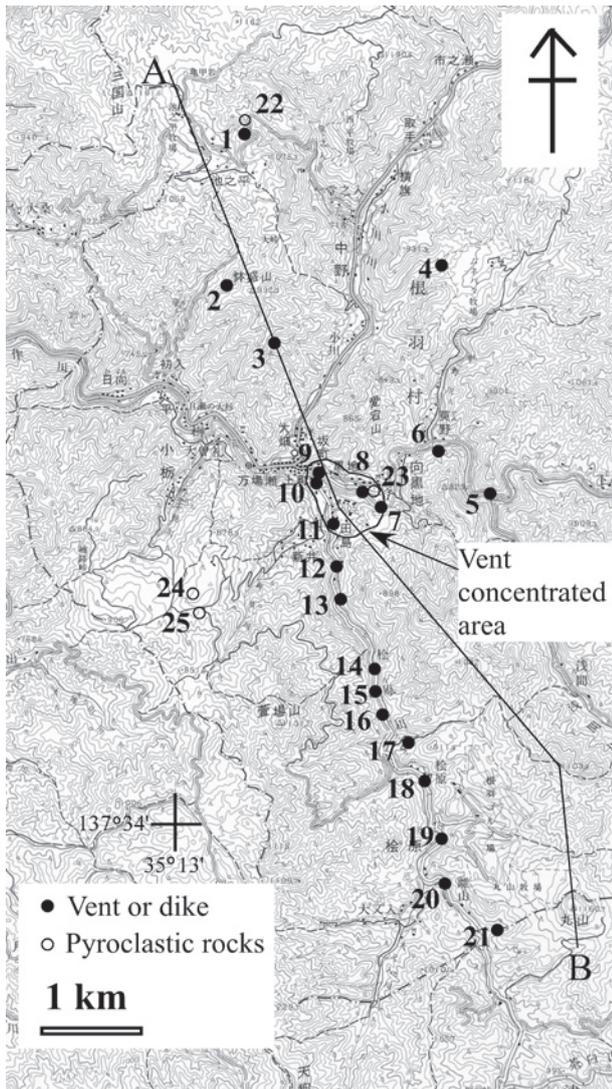
なお，本論に表記した名称の根羽火山群，桧原川断

裂帯，それに各火道及び岩脈名と火砕岩層名はすべて新称である。

## 2. 地質概説

調査地域の基盤岩類は，領家花崗岩及び領家変成岩類からなる。領家花崗岩は，細粒両雲母花崗岩から成る武節花崗岩と優白質で粗粒の岩相変化に富む伊奈川花崗岩を中心としている。変成岩は，チャート起源の珪質片麻岩や泥質起源の泥質片麻岩から成る（下伊那誌地質編，2006）。

根羽村での新第三紀層は北設垂層群の根羽累層（下伊那誌地質編，2006）で，基盤岩を不整合で覆う。根羽累層は古瀬戸内海の堆積物からなる。下位の基底礫岩層は淘汰不良の花崗岩の中～巨礫を主にしている。中位はアルコース質砂岩層と凝灰質泥岩層からなる。中位以下の新第三紀層を不整合で覆う上位は，火



第2図 火道及び岩脈・火砕岩層の露頭分布図

国土地理院5万分の1地形図「根羽」使用，●：火道及び岩脈，○：火砕岩層，実線で囲った範囲：火道集中域，A・B：第16図の断面位置，1：堂之入川支流岩脈，2：鉢盛山岩脈，3：井沢岩脈，4：ムネバタ牧場岩脈，5：浅間川合流岩脈，6：莫野（ぐみの）岩脈，7：釜淵火道，8：黒地火道，9：弁天火道，10：白淵火道，11：田島火道，12：新井橋火道，13：男淵火道，14：釜ヶ入岩脈，15：釜ヶ入火道，16：桧原火道，17：はじかみ火道，18：桧原集落火道，19：丸山牧場下岩脈，20：三瀬沢岩脈，21：三枚沢岩脈，22：堂之入川火砕岩層，23：四季桜火砕岩層，24：梨ノ平火砕岩層，25：穴田火砕岩層

Fig. 2 Localities of vent, dike, or pyroclastic rocks of Nebe volcanic rocks.

The base map is the 1:50,000 topographic map of Nebe (Geographical Survey Institute). A-B: The trace of cross section of Fig. 16. 1: a dike along a branch of Donoiri River, 2: A dike in the Hachimoriyama, 3: A dike along Izawa stream, 4: A dike in Munebata Meadow, 5: A dike along Sengen River, 6: A dike in Gumino, 7: Kamabuchi Vent, 8: Kuroji vent, 9: Benten Vent, 10: Shirobuchi Vent, 11: Tajima Vent, 12: Araibashi Vent, 13: Otokobuchi Vent, 14: Dike in Kamagairi, 15: Kamagairi Vent, 16: Hibara Vent, 17: Hajikami Vent, 18: Hibara village Vent, 19: Dike below Maruyama Meadow, 20: Dike along Sangasezawa, 21: Dike along Sanmaizawa, 22: Donoirigawa pyroclastic rocks, 23: Shikizakura pyroclastic rocks, 24: Nashinodaira pyroclastic rocks, 25: Anada pyroclastic rocks

砕岩類と玄武岩で特徴づけられる。全層厚は300m程度と見積もられる(湯澤, 1982)。中位層に相当するアルコース質砂岩層の分布する根羽村国界川下流では、*Carchalodon megalodon*を含む数種類のサメの歯化石が報告され、阿南町で従来から多産している富草層群に産出する化石と同年代と推定される(下伊那誌地質編, 2006)。富草層群は北設垂層群とともに約17.5Maに堆積したと報告されている(伊藤ほか, 1999; 星ほか, 2000)。

根羽累層上位に対比される火山岩類は、長野県だけでなく愛知県まで広く分布し、設楽火山岩類と呼ばれている。設楽火山岩類は分布及び岩石学的性質から、設楽火成複合岩体(古儀, 1983, 高田, 1987a, b)、大峠環状複合岩体(高田, 1987a; Takada, 1988)を再定義した大峠火山岩体(Geshi, 2000; 下司, 2003; Geshi, 2005)、津具火山岩類(高田, 1987a)と大きく3つのグループに区分されている。設楽火成複合岩体と大峠環状複合岩体は、それぞれ珪長質岩と玄武岩質安山岩(下司, 2003)を主体にしているのに対し、北部の津具火山岩類は玄武岩を主体にしている点で大きく異なっている。また、前2つはコールドロンを持つ大規模な複成火山であるのに対し、津具火山岩類は小規模な火山群が散在する形態をもっている。特に、本論で取り扱う根羽火山群は、その中の典型的な産状と分布を示している(第2図)。津具火山岩類の噴出相は、設楽町津具から根羽村そして阿南町新野にかけて標高の高い平坦面を中心に点在している。根羽村周辺の天狗棚や茶白山には安山岩が分布し、根羽村に広く分布する玄武岩の結晶分化作用などによって導かれた安山岩とされている(白木ほか, 2001)。

設楽地方南部の設楽火成複合岩体と中部の大峠環状火山岩体からは、中央岩脈群で $13.3 \pm 0.3\text{Ma}$ 、大峠コーンシートで $13.6 \pm 0.4\text{Ma}$ 、設楽岩床群で $13.0 \pm 0.3\text{Ma}$ のK-Ar年代値が報告されている(杉原, 藤巻, 2002)。しかし、双方の岩体の中心をなすコールドロン形成期の噴出岩については年代測定が行われておらず、高田(1987a)によって大峠火砕岩類の年代は設楽火成複合岩体の明神山ステージより後の活動と考えられることと、杉原, 藤巻(2002)によって後コールドロン期の貫入が13Ma頃と考えることを合わせて、約15~13Maと考えられている(星ほか, 2006b)。一方、津具火山岩類では、折元峠の玄武岩より $14.9 \pm 0.5\text{Ma}$ が(Tsunakawa *et al.*, 1983)、茶白山の安山岩より $15.7 \pm 0.6\text{Ma}$ のK-Ar年代値が(星ほか, 2006a)報告されている。本調査地域内の火山岩については、愛知県豊田市稲武の池ヶ平にある愛知県天然記念物「亀甲岩」のかんらん石玄武岩で $12.5 \pm 0.6\text{Ma}$ のK-Ar年代が報告されている(青山・原瀬, 1996)。

### 3. 地質記載

根羽村に確認された火道と岩脈の露頭は大小合わせて21ヶ所である。露頭の分布は、火道集中域内と松原川流域それに根羽村の北東部にあり3つの地域に大別される。火砕岩層は4地域に分散している。また、火道集中域内にのみに基盤岩の熱水変質が認められる。以上について順次記載する。なお、火道内で複数回の火山活動が確認できる場合は、既に貫入している岩体の一部を削剥して形成された火道角礫岩と玄武岩の貫入岩体のセットないし、急冷相の周辺部に角礫岩を多く含む玄武岩の貫入岩をひとつのサイクルとする。

#### 3.1 火道集中域

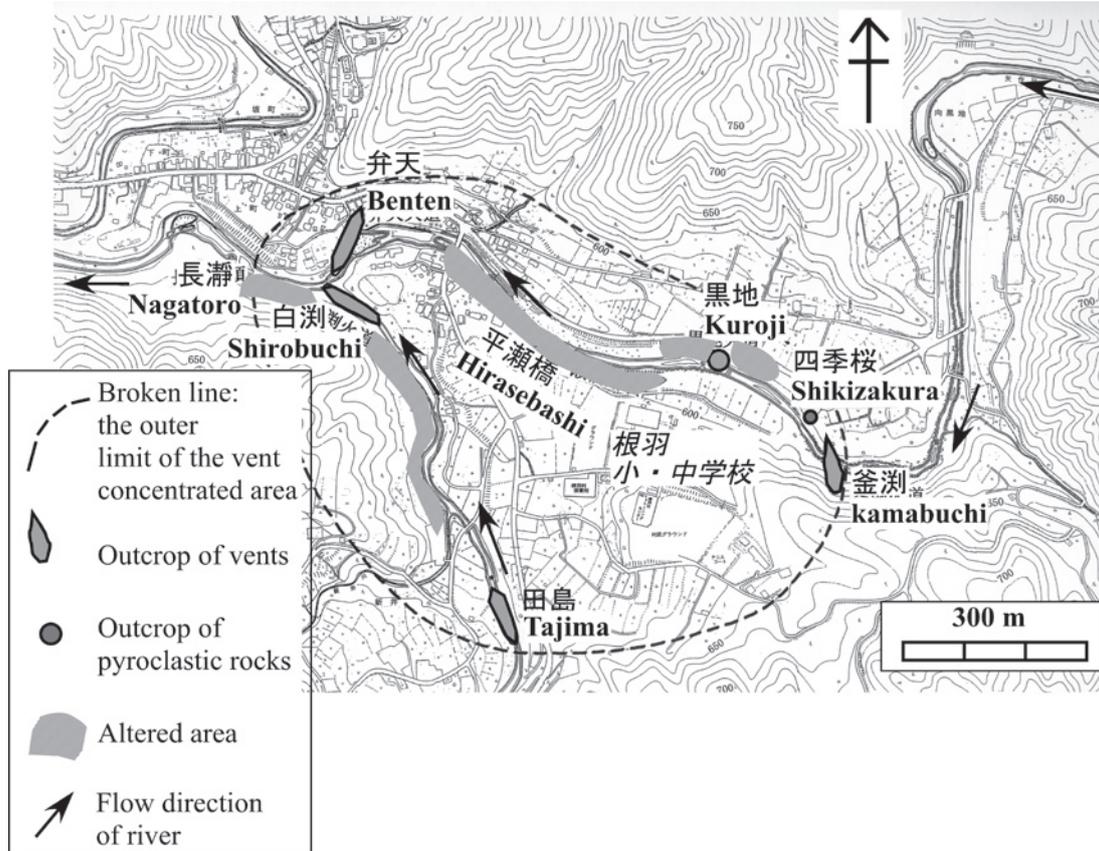
根羽村中心地には規模の大きな火道が集中し、基盤岩の変質・変形が顕著である偏円形をしたまとまりをもった地域が見られる。本地域を火道集中域と呼ぶ。松原川沿いに直線的に分布する火道と岩脈は、火道集中域から離れるに連れて貫入規模が小さくなり基盤岩の変質も見られないために火道集中域には含めない。

根羽村内の河谷では侵食によって広く基盤岩が露出し熱水変質の分布が明瞭である(第3図)。特に松原川と矢作川との合流点より下流約200m付近では下流側が新鮮な花崗岩類であるのに対し、上流側へ矢作川沿いでは約900m間と松原川沿いでは約500m間の基盤岩は熱水変質と玄武岩の細かい網目状の貫入が目立つ。2つの川に挟まれた平坦地にある根羽小・中学校の地下の基盤でも同様の変質が認められる。また基盤岩には幅数mmから数10cm程度の変形が目立ち茶褐色に変色している。この領域内には火道の露頭が5ヶ所確認できる他、火砕岩層の露頭が1ヶ所に認められる(第3図)。

##### 3.1.1 火道角礫岩及び貫入岩

火道集中域内には、しろぶち 弁天火道・くろち 白淵火道・くろち 黒地火道・かまぶち 釜淵火道・田島火道の5ヶ所の火道露頭がある(第3図)。各火道露頭では規模は異なるが火道角礫岩が確認できる。火道角礫岩中には直径約1m以下の基盤岩岩片を取り込んで破碎を受けて、細かい岩片や鋳物片になったり溶融を受けたりしている部分が認められる。また、長径約2m以下の玄武岩岩片を取り込んで破碎を受けたり、玄武岩の急冷相の岩片を混入したりしている部分も認められ岩相変化に富む。

**弁天火道**は(第3図)、矢作川沿いで松原川と合流する付近から上流側の右岸に従い、花崗岩基盤の弁天岩が河床から突き出た付近の西側に連続露頭がある。長さ約80m、幅約10mで、N30°E方向に伸びたレンズ状の火道である(第4図)。弁天火道の全体的な貫入方向は、弁天岩の西斜面に見られる走向N30°E、傾斜



第3図 火道集中域図

破線：火道集中域の境界線，淡灰色：岩脈露頭，濃灰色：火砕岩層露頭，：変質岩露頭及び範囲

Fig. 3 The route map of the vent concentrated area in the Neba district.

75°W の節理と一致している。堅い玄武岩の露頭であるために河川の流れの方向に制約を与えている。

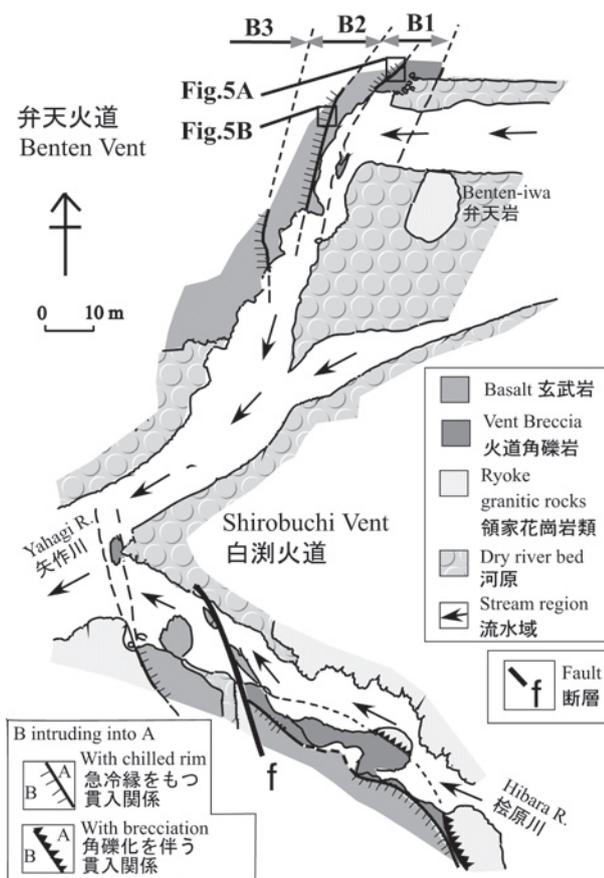
弁天火道は，“B1,” “B2,” “B3” の玄武岩貫入岩体からなる3サイクルの火山活動が記録された重複火道である。より西側の岩体がより東側の岩体を切って貫入する関係が認められる。露頭の東端のB1は、厚さ約3mの火道角礫岩とその走向と斜交するように角礫岩を伴う玄武岩からなるレンズ状岩体である。第5図AにB1内の両者の境界を示した。B1の東側の基盤岩との境界付近には花崗岩類と玄武岩の岩片や鉍物片が散在している部分が多い。B1の西端にはN25°Wのシャープな接触面で急冷縁を伴ってB2が貫入している。貫入境界では花崗岩岩片を含むB1の一部が削剥されている(5図B)。B2の東側では花崗岩類の岩片や鉍物片を多く含む。更に、B2の西端にはN75°Wの接触面で急冷縁を伴ってB3が貫入している。貫入境界では花崗岩岩片を含むB2の一部が削剥されている。B3の西側は石垣で覆われているため不明である。

B1の火道角礫岩は、水面上の露頭面積は少ない。しかし、火道露頭の延長として川底には火道角礫岩が露

出する部分もある。本火道角礫岩は、基盤岩からとマグマからの両方の礫が混在して岩相変化に富み、粒径2mm以上の礫の量が圧倒的に多く、粒径2mm以下の凝灰岩で充填された基質はわずかである(第5図)。

火道角礫岩が基盤岩と接する東側境界部分は石垣で覆われているために観察できないが、石垣付近では花崗岩類の岩片が圧倒的に多くなる。基盤岩から供給された花崗岩類の礫は、直径数10cmまでの不淘汰な角礫から円礫までである。花崗岩類の礫は大小に関わらずもろくなって崩れやすい。もろくひび割れた隙間には、脈状の石英や粘土物質が充填し花崗岩の石英が融喰された部分がある。また、玄武岩溶岩の岩片の中には、垂直な長軸をもち、長径が1m以上のものもある。

B1の火道角礫岩の基質は、粒径2mm以下の凝灰岩で、様々な粒径の本質岩片と異質岩片・鉍物片で埋め尽くされている。本質岩片は完晶質からガラス質までの無斑晶玄武岩で、多くは発泡度の良いスコリアである(第6図A)。本質岩片として、溶岩片や急冷相の岩片を取り込んだ部分もある(第6図D)。全体が流理を示すガラス質の部分も認められる。異質岩片は黒雲母



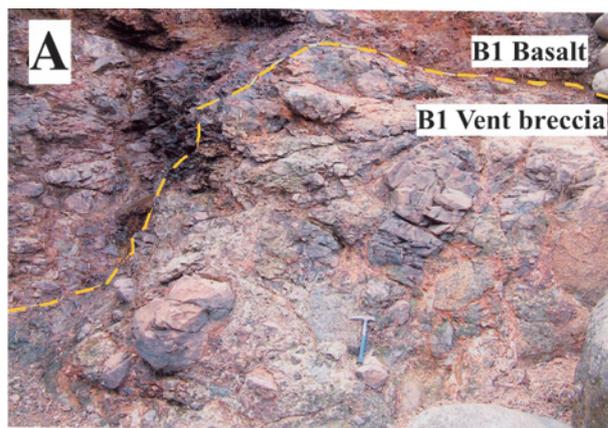
第4図 弁天火道・白渕火道図  
B1: 1サイクル目, B2: 2サイクル目, B3: 3サイクル目

Fig. 4 Plan sketch map of Benten and Shirobuchi vents. Benten Vent is an example of multiple cycle vent (B1, B2, and B3). Shirobuchi vent is cut by fault.

花崗岩及び細粒花崗岩, 泥岩, 砂岩, それに石英, 長石, 黒雲母などの鉱物片からなる (第6図B). 特に, 母岩の花崗岩由来の石英や長石などの破片が目立つほか, 花崗岩の小片もある. 石英や長石が溶蝕されている部分もある (第6図C). 異質岩片は, 部分的に炭酸塩鉱物に置き換えられているところも見られる.

B1の玄武岩は, 東側周縁部で同火道角礫岩に対して急冷した玄武岩から, 西側へ向かうに連れて結晶度が高くなり完晶質の玄武岩になる. 本玄武岩体の東側周辺部はガラス質の無斑晶玄武岩で, 顕微鏡下では, 変質したかんらん石の他に斜長石, 磁鉄鉱からなる石基鉱物を含む. 花崗岩類や玄武岩の破片, 鉱物片を不均質に取り込んでいる. 石英が溶融している場合もある. 中心部を構成する結晶度の高い玄武岩は無斑晶の完晶質で, オフィティック組織をもち, 石基鉱物として変質したかんらん石の他に単斜輝石, 斜長石, 磁鉄鉱を含む.

B2とB3の玄武岩貫入岩体についてもB1と同様な



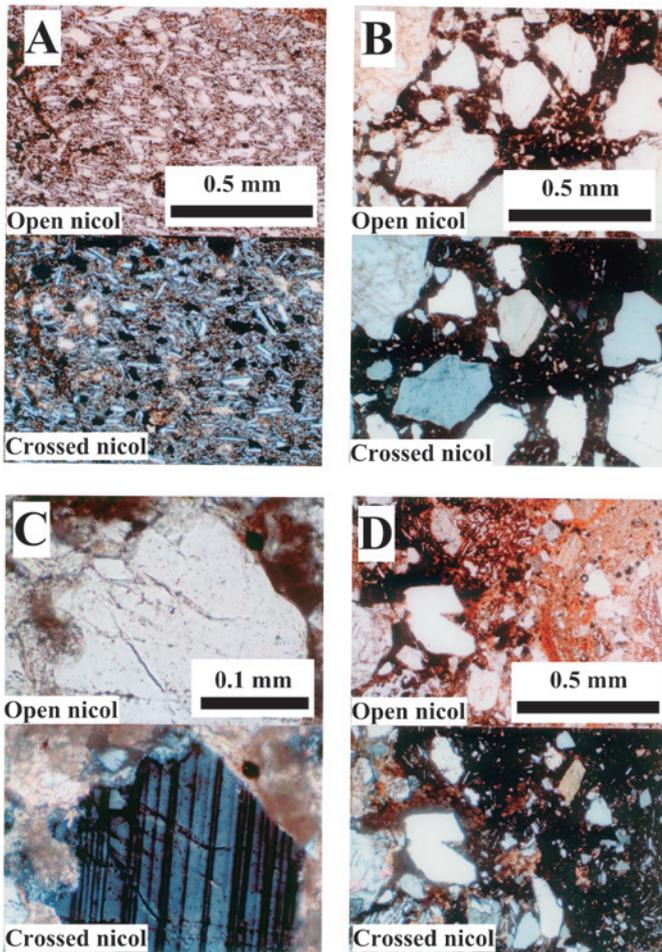
第5図 弁天火道の火道角礫岩の写真 A: 黄色の破線下側が1サイクル目の火道角礫岩, 上側がそれを切る玄武岩, B: 1サイクル目(下側)と2サイクル目(上側)の境界部, 1サイクル目の玄武岩を切って2サイクル目の角礫を含有する玄武岩が貫入.

Fig. 5 Photographs of vent breccia of Benten Vent. A: B1 Vent breccia of the first cycle (lower) is cut by B1 basalt intrusion (upper). The boundary is traced with a yellow broken line. B: The boundary between the first cycle (B1) (lower) and second cycle (B2) (upper). The first cycle basalt intrusion is cut by the second cycle one with a lot of fragments.

岩相変化が認められる.

白渕火道は (第3図), 桧原川沿いで矢作川に合流する付近に露頭がある. 長さ約100m, 幅約30mの複合したレンズ状の火道である (第4図). 露頭の長軸方向はN70°Wで, 桧原川の全体的な流れの方向N20°Wと斜交する. 弁天火道の伸びの方向とはほぼ直交する. 白渕火道の下流側の岩体と上流側の岩体との境は断層によって切られているために, 岩体同士の前後関係は不明である. 白渕火道の長軸方向N70°Wは, 花崗岩の基盤岩からなる弁天岩の南斜面に見られる走向N70°W, 傾斜80°Sの節理と一致している.

両河川が合流する付近には, 小型の異質岩片を多く含む玄武岩が左岸から河床まで分布する. 花崗岩と接した玄武岩は最大幅10cmの急冷相を伴っている. 一方,



第6図 弁天火道の1サイクル目での火道角礫岩の顕微鏡写真 A：発泡度の良い玄武岩，B：破片になってマグマに取り込まれた基盤岩の鉱物，C：斜長石の部分溶融，D：急冷片（右半円）を取り込んだマグマ。各写真の上側がオープンニコル，下側がクロスニコル。

Fig. 6 Photographs of vent breccia under microscope. A: Vesicular basalt. B: crystal fragments of the basement rocks. C: Partially melted plagioclase fragment. D: Inclusion of quenched basalt.

川底から右岸にかけては主に火山礫凝灰岩が分布する。花崗岩に対して直線的な境界で火道角礫岩が貫入している部分もある。境界部の花崗岩には、網目状の狭い割れ目に玄武岩ないしは火砕物が貫入し、熱水による変質で脆くなっていることが多く見られる。火道角礫岩の顕微鏡観察では、本質礫は発泡度が様々な無斑晶玄武岩である。発泡度の良いスコリアを含むことがある。

黒地火道は（第3図），矢作川沿いで根羽小・中学校の対岸に当たる右岸に露頭がある。長さ約15mで川岸に半円状に露出する火道である（第7図）。下流側から黒地火道に近づくにつれて、基盤の花崗岩は熱水変質が弱い部分から強く変質して細かく破碎される部分

へ徐々に移り変わる。本火道は、外側から火道角礫岩、その内側に玄武岩が貫入している。更にその内側の中心部にも境界部に薄い急冷相を伴った玄武岩が貫入している。

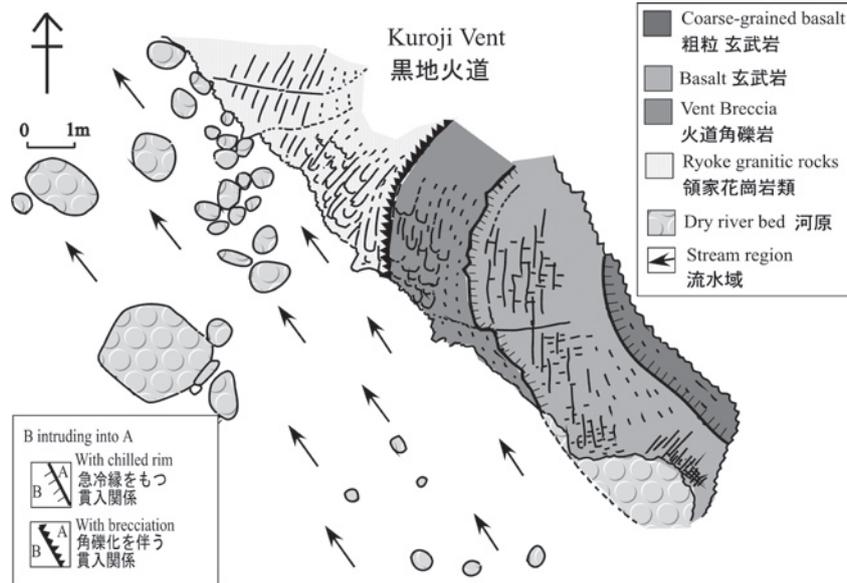
火道角礫岩は、2m弱の厚さで、環状に分布している。含まれる玄武岩の礫は無斑晶玄武岩で、石基はかんらん石、単斜輝石、斜長石、磁鉄鉱からなる。基盤岩に近い部分は変質が著しく、花崗岩由来の鉱物片を多く含む。石基に散らばる花崗岩由来の石英は融喰している。火道角礫岩の内側の玄武岩は、厚さ3mで、結晶度が低い無斑晶玄武岩である。石基には変質したかんらん石の他に単斜輝石、斜長石、磁鉄鉱が含まれ、発泡度が高い。中心部に貫入した玄武岩は、結晶度が高く完晶質のオフィティック組織で斜長石の斑晶が見られる。石基には変質したかんらん石の他に単斜輝石、斜長石、磁鉄鉱が含まれ、少し発泡が認められる。

釜淵火道は（第3図），矢作川沿いで黒地火道より上流の釜淵に露頭がある。長さ約70m，最大幅約30mの雨滴状の火道で、矢作川を横断してほぼ南北に分布する（第8図）。本火道は、外側が火道角礫岩、内側が玄武岩からなり、全体として雨滴状を示す。中心には基盤の花崗岩の礫が幅約4mで玄武岩中に卵状に包み込まれている。露頭の右岸下流側に数m程度の円形の火道角礫岩がある。また付近の河床にも、周囲との関係は不明であるが、数m程度の玄武岩が矢作川を横断する方向に分布している。

釜淵火道の特徴は、水平断面が雨滴状の形状であること、火道角礫岩が少なく玄武岩の割合が圧倒的に多いこと、規模の小さな火道角礫岩が隣接して形成されていることである。火道角礫岩の本質礫の発泡度は良いが、玄武岩の部分はあまり発泡が認められない。

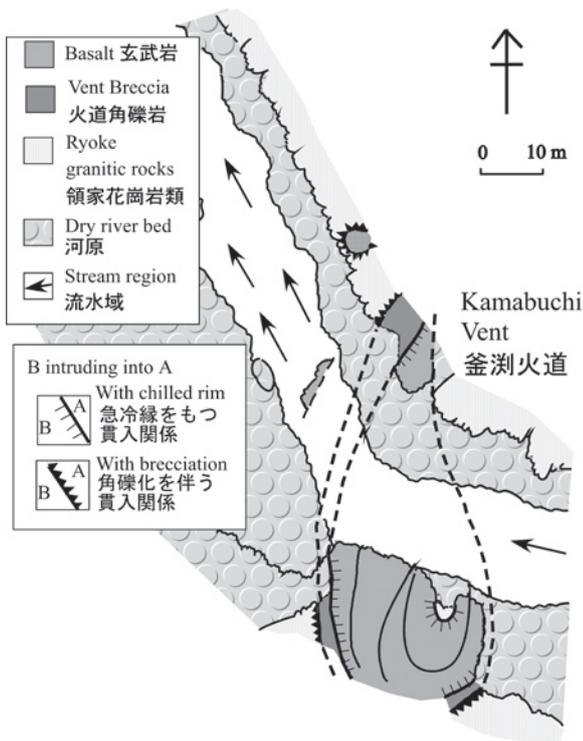
田島火道は（第3図），松原川沿いで田島の集落が終わる付近の川底に露頭がある。長さ約70m，幅約10mの直線的な火道である。下流側の水上には幅数mの玄武岩の露頭が1ヶ所と幅2~3m玄武岩の露頭が3ヶ所ある。下流側の右岸には、火山礫凝灰岩と花崗岩の接触部が数mにわたって露出している。局所的には花崗岩と火山礫凝灰岩が1m前後で波打って入り組んだ接触の仕方をしていて、右岸に連続露出する花崗岩は割れ目が目立ち変質している。これら以外の露頭はほとんどが松原川の川底に水没している（第9図）。川底に露出する範囲から推定して、火山礫凝灰岩が圧倒的に多く川とほぼ同じ幅で直線的に分布していると思われる。

本火道は、黄白色と淡黄緑色の火山礫凝灰岩を主体にし、直径50cmまでの黒色で微細粒に変質した玄武岩礫や直径40cmまでの花崗岩礫、直径80cmまでの黄土色の凝灰岩礫が所々に含まれている。前述した下流側の幅2~3mの露頭の玄武岩は結晶度が低く発泡が見



第7図 黒地火道の平面図

Fig. 7 Plan sketch map of Kuroji Vent with concentric structure along Yahagi River.



第8図 釜淵火道の平面図

Fig. 8 Plan sketch map of Kamabuchi Vent with drop-like shape.

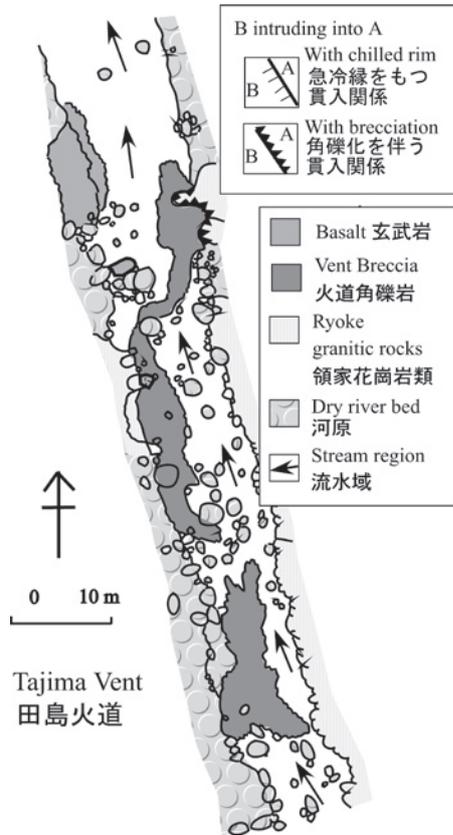
られるが、幅数 m の露頭の玄武岩は比較的結晶度が高く発泡はあまりしていない。

### 3.1.2 火砕岩層

火道集中域の矢作川沿いに見られる、基盤の花崗岩を被う火砕岩層を四季桜火砕岩層と呼ぶ。四季桜火砕岩層は、火道集中域内の矢作川右岸で釜淵の数10m下流の急崖に模式露頭がある(第3図)。露頭は高さ約6m幅約8mで、下位から、黄褐色火山礫凝灰岩、灰青色火山礫凝灰岩、枯草色火山礫凝灰岩、火山灰層の順に重なっている。また、灰青色火山礫凝灰岩と枯草色火山礫凝灰岩の西半分には玄武岩岩片が挟み込まれている(第10図)。

基盤の花崗岩には数mm程度の玄武岩の貫入が不規則に数本見られ、その内の1ヶ所では玄武岩の貫入脈内へ火山礫凝灰岩が数cmほど入り込んでいる部分がある(第10図×印)。観察できる範囲での火砕岩層の底部は、局所的にはほぼ平坦であるものの、周辺の基盤岩はこれより1~2m高い位置にあるため、全体的に見ると凸凹した面をもっているように見られる。

最下部の黄褐色火山礫凝灰岩は基盤の花崗岩をほぼ水平に覆っていて、新鮮な部分は灰青色であるが、表面は厚さ1~2cmの茶褐色の風化層で覆われている。数cm~30cmの角礫から円礫の玄武岩を含み、周囲より硬く目立つ。黄褐色火山礫凝灰岩の最上部は、厚さ2-3cmの細粒の薄層を介して、灰青色火山礫凝灰岩が重なる。灰青色火山礫凝灰岩は、基質の色が淡灰青色から淡赤紫色で、火山礫の色と大差なく輪郭が目立たない。玄武岩の小片を含むが変質して柔らかい。灰青色火山礫凝灰岩の最上部には、濃灰青色の細粒の薄層があり、枯草色火山礫凝灰岩が重なる。枯草色火山礫



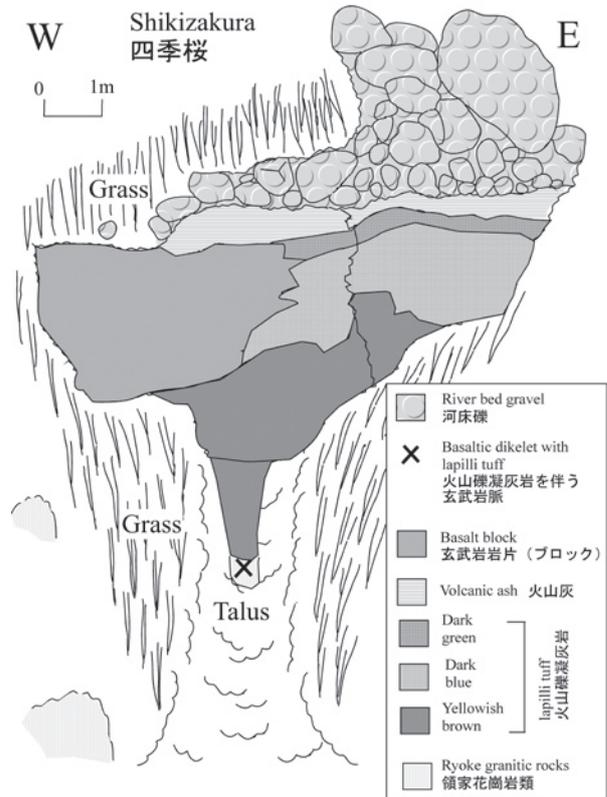
第9図 田島火道の平面図

Fig. 9 Plan sketch map of Tajima Vent with linear shape.

凝灰岩は、基質が濃青色から褐色で、青白色の火山礫が目立つ。最上部の火山灰層は、厚さ約30cmである。濃いオレンジ色で1~2mmの薄層が重なっている部分が多いが、大きき1~2cmの変質したスコリアが交じった部分もある。各火山凝灰岩層の堆積面は小さく波打っているが、上の層に向かうほど平坦になっている。最上部の火山灰層は水平である。

火山礫凝灰岩層と接している玄武岩岩片は、全体として数mの大きさであり、火山礫凝灰岩層と指交関係にある。玄武岩岩片が火山礫凝灰岩と接触する付近では、数10cmの不規則な形状の玄武岩が火山礫凝灰岩の中に取り込まれたり相互に重なりあったりしている。玄武岩岩片は見かけ上数10cmから1m程度までの角礫状やレンズ状の小塊の集合になっている。

四季桜火砕岩層の露頭とほぼ同じ高さで上流側へ約10m離れた所にも火山礫凝灰岩層と火山灰層が1m四方程度の範囲で露出し、更に約20m離れた所にも火山礫凝灰岩がわずかに露出する。また、下流側にも約20m離れて火山礫凝灰岩が少し露出する。



第10図 四季桜火砕岩層図

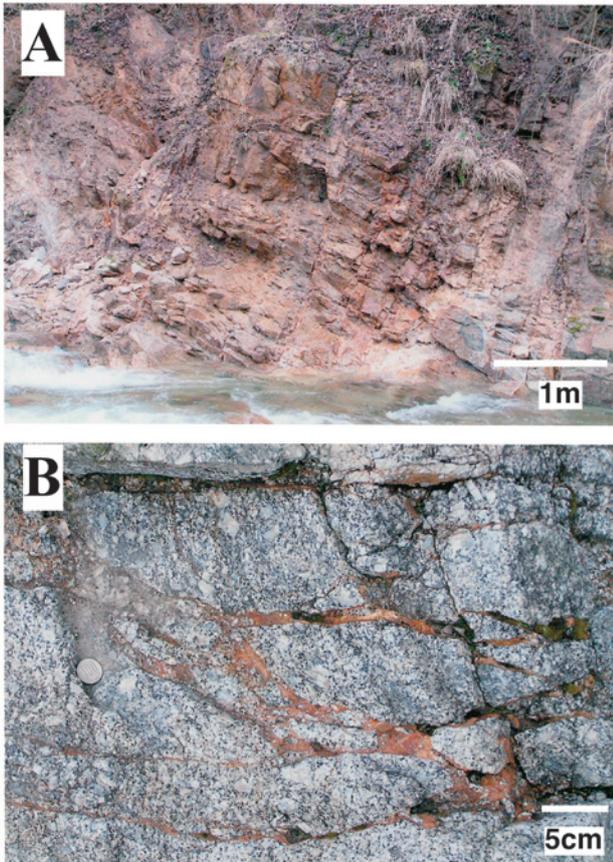
Fig. 10 Sketch map of Shikizakura pyroclastic rocks. The deposit of three layers and basalt lava is covered with an ash layer.

### 3.1.3 基盤岩の熱水変質

弁天・白淵・黒地・釜淵・田島の5ヶ所の火道を含んだ長径約900m短径約700mの偏円形内の基盤岩は、周辺の新鮮な花崗岩類とは対照的に、熱水変質や破断変形を受け、玄武岩の網目状貫入が顕著である。

長瀨露頭は、矢作川が椛原川と合流する地点より下流側へ約200m間にあり、左岸では火道集中域の西側の縁まで連続露出する(第3図)。露頭の下流側の末端にあるN20°E方向の小さな沢は火道集中域の縁に相当する。小さな沢を境にして、下流側(西側)の新鮮な花崗岩類はN70°W、N20°Eの節理が幅の広い間隔で形成されている。それに対して、上流側(東側)の火道集中域内ではN50°~70°Eへと花崗岩の節理の方向が変化し、間隔が数10cmから数cmの小刻みな割れ方に変化していく。同時に、花崗岩は全体的に茶褐色に変質して脆くなる。割れ目の所々に厚さ数mmから数cmの粘土が形成され全体が脆くなっている。強く変質して粘土化した部分にはセリサイト・方解石・黄鉄鉱が形成されている。

平瀬橋露頭は、矢作川に架かる平瀬橋より上流側へ約150m地点の左岸から200m以上に渡って連続露出



第11図 平瀬橋露頭の写真 A: 変質・変形を受け、高角度の細かい割れ目が発達し脆くなった花崗岩類。 B: 玄武岩が細かく貫入した花崗岩類。

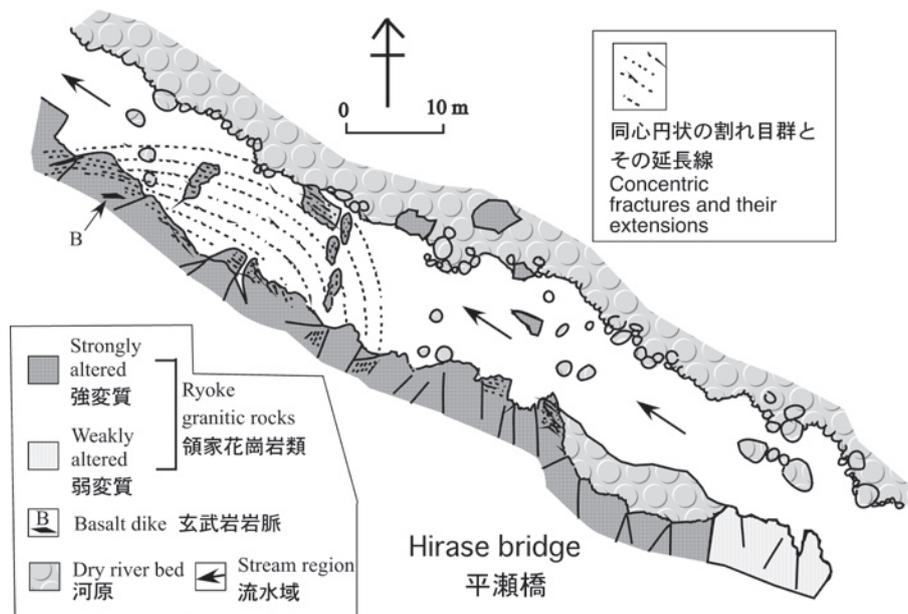
Fig. 11 Photographs of outcrops of Hirasebashi. A: The host rocks of granite is altered and shattered with high angle fractures. B: basalt is intruded into veins in shattered host rocks.

する。強く熱水変質した花崗岩類が連続し、火道集中域内で特に変質・変形の激しい区間である。花崗岩類は濃い茶褐色に変色し、数10cmの間隔の割れ目と数cm以下の間隔の割れ目が高角度で繰り返され、割れ目の所々に厚さ数mmから数cmの粘土が形成され全体が脆くなっている(第11図)。変質・変形の激しい区間の中には、半径30m規模の花崗岩に玄武岩が同心円状に細かく貫入している部分がある。その一部には幅約30cmの玄武岩がレンズ状に貫入しているのも見られる(第12図)。更に花崗岩類には、玄武岩が網目状や平行に細かく貫入している。粘土になった部分は、石英と長石類が融喰され、セリサイトや方解石が大量に形成されている。

平瀬橋の上下流約300m間の両岸は護岸工事が為されているが、根羽村役場によると、現在観察できる露頭より脆く崩れやすいために石積みにしたとのことである。したがって、火道集中域内の長径900m間は連続的に変質・変形をした区間であったと言える。

火道集中域内の松原川沿いは花崗岩類の露出が少なく連続的な変質・変形は観察できないが、露出した部分は矢作川沿いに比べて変質が弱い。火道集中域内での基盤岩の露出は矢作川と松原川の2水系沿いに限られるが、根羽小・中学校の校舎新築に伴う試掘を7ヶ所で行った資料では、学校の敷地でもすべての基盤岩に変質が見られる。

しかし、火道集中域内でも、あまり変質・変形を受けない基盤岩が2ヶ所で確認できる。1つは、矢作川の河床で弁天火道の脇にある弁天岩で、花崗岩の巨岩



第12図 平瀬橋露頭の平面図

Fig. 12 Plan sketch map of the outcrop of Hirasebashi. The basement rocks are shattered in the vent concentrated area.

が突き出ている。また，根羽小・中学校脇の一段高い丘に建つ村民体育館の基盤も強固な花崗岩でできている。

### 3.2 火道集中域周辺の火砕岩層

#### 3.2.1 梨ノ平の平坦面を覆う火砕岩層

火道集中域の縁から南西方向へ約1.5km離れた標高約850mの梨ノ平に広がる平坦面には，基盤の花崗岩類に2層の火砕岩層が覆っている（第2図の24.25，第13図）。それらを穴田火砕岩層，梨ノ平火砕岩層と呼ぶ。両層は，梨ノ平の平坦面にのみ存在し，他の地域では認められない。両層の露頭は約300m離れており，両層が接した部分も発見されていない。穴田火砕岩層は基盤岩に接して堆積し，しかも基盤岩由来の礫が圧倒的に多いのに対して，梨ノ平火砕岩層では玄武岩から由来する物質が圧倒的に多い。両層に含まれる玄武岩の礫は，結晶度の高い完晶質のオフィティック組織をもつ。なお，基盤の花崗岩には変質や変形は見られない。

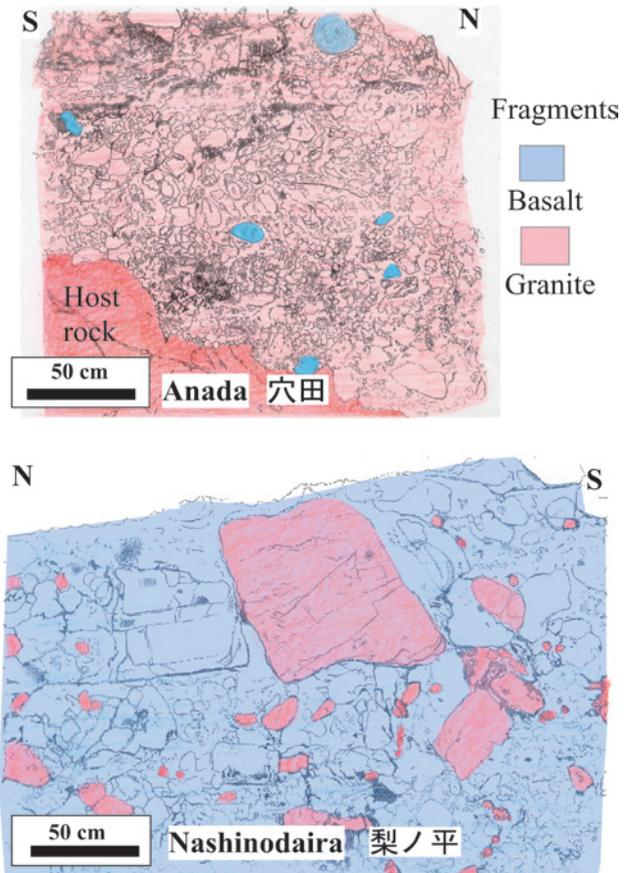
##### 3.2.1.1 穴田火砕岩層

穴田火砕岩層の模式地は，林道穴田線の新井地区への下り際で，林道梨ノ平線との交差点付近にある。幅約2m，高さ約3mの露頭で，小刻みに凸凹した花崗岩基盤に火砕岩層が約3m載っている（第13図の上）

穴田火砕岩層は，礫の9割以上が花崗岩類で，他は結晶度の進んだ玄武岩がほとんどである。最大礫径は約30cmで風化の進んだ垂角礫から垂円礫までの集合からなる。花崗岩類の礫は，内部まですべてが変質して脆くなっている。玄武岩の礫の内部は風化されず黒緑色であるが，周囲は風化が激しくオレンジ色に変色しスポンジ状に空洞が多く脆くなっている。小さな礫ではすべてがオレンジ色に変色し変質している。玄武岩は流理が発達している。礫の多くは黒色非晶質物質に包まれているかその形跡を伺わせる。基質は固結度が弱く，ほとんどが花崗岩類の破片や粗粒の砂状の脆い物質からなり礫の間を埋めている。その一部は，黒色非晶質物質で，厚さ5cm以下の縞状や網目状になって不連続に礫の間を埋めている。礫の産状として，上位の礫が下位の火山灰層にめり込んだり，火山灰層を下側に押し曲げたりするサッグ構造が見られることがある。このような構造は，本火砕岩が火口近傍の降下堆積物であることを示す。

##### 3.2.1.2 梨ノ平火砕岩層

梨ノ平火砕岩層の模式地は，林道梨ノ平線支線を約500m入った梨ノ平の平坦面にある。幅約5m，高さ約3mの露頭である。火砕岩層は厚さ約3mで，見かけ上，基盤岩を覆う（第13図下）。



第13図 穴田火砕岩層・梨ノ平火砕岩層図 穴田露頭では，細かい玄武岩礫が混入し図示することが難しい。赤色：花崗岩類，青色：玄武岩

Fig. 13 Sketches of Anada pyroclastic rocks, and Nashinodaira pyroclastic rocks. Anada pyroclastic rocks cover granitic rocks. A lot of fine-grained basalt fragments are contained in the matrix of Anada pyroclastic rocks. Red: granitic rocks. Blue: basalt.

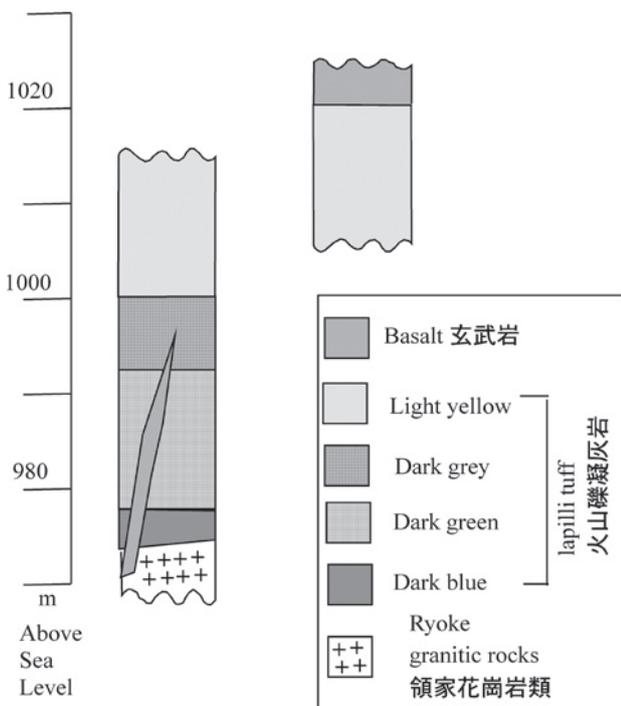
梨ノ平火砕岩層は，礫の8割以上が玄武岩で他は花崗岩類である。最大礫径約100cmまでの不淘汰な礫の集合からなる。玄武岩の礫の内部は風化されず黒緑色であるが，周囲は風化が激しくオレンジ色に変色しスポンジ状に空洞が多く脆くなっている。花崗岩類の礫は，内部まですべてが変質して脆くなっている。礫の多くは黒色非晶質物質に包まれているかその形跡を伺わせる。基質は花崗岩類の物質も含むが，玄武岩類の粉碎された物質が圧倒的に多くなる。基質は固結度が弱くて脆いために，肉眼で複雑な組織の識別は困難である。薄片観察では，粉碎された玄武岩や花崗岩類が目立つ。

#### 3.2.2 池之平の平坦面を覆う火砕岩層

火道集中域の縁から北西へ約3km離れた標高約1100mの池之平に広がる平坦面の一部には火砕岩層が覆っている。それを堂之入川火砕岩層と呼ぶ。

堂之入川火砕岩層の模式地は、池之平牧場に上る村道が堂之入川を渡る橋の上流側のたもとにある（第2図の22）。火砕岩層は、基盤岩から連続的に高さ約50mまでの急斜面に露出する。約10°南東へ傾いた花崗岩の上に、下位から灰青色火山礫凝灰岩、枯草色火山礫凝灰岩、灰黒色火山礫凝灰岩、黄白色火山礫凝灰岩の順に4層が厚さ約40mで堆積し、最上部に厚さ不明の玄武岩が載っている。最下位の灰青色火山礫凝灰岩は厚さ約3mで2cm以下の火山礫が密集し、火砕岩全体がもろく壊れやすいために表面が崩れている。枯草色火山礫凝灰岩は厚さ約12mで玄武岩礫を多数はさみ5cm以下の火山礫を含む。灰黒色火山礫凝灰岩は厚さ約8mで黒褐色の基質に1~2cmの黄土色の火山礫を含み礫が目立つ。黄白色火山礫凝灰岩は厚さ15m以上あり黄土色の基質に黄白色の2~3cmの火山礫を多数含む全体が白っぽい色をしている。これらの火山礫凝灰岩層を厚さ15cm以下の薄い玄武岩の岩脈が3本貫いている（第14図）。

茶臼山や丸山、ムネバタ牧場などでの火山噴出物は北設垂層群の砂岩・泥岩などの堆積物の上に載っているが（下伊那の地質解説、1976；湯澤、1982）、堂之入川火砕岩層は花崗岩の上に火砕岩類が直接堆積し、火山活動前の根羽村一帯の基盤が一様ではないことを示す。



第14図 堂之入川柱状図

Fig. 14 Columnar section along Donoiri River. The pyroclastic rocks of four layers are overlaid with basalt lava.

### 3.3 桧原川断裂帯

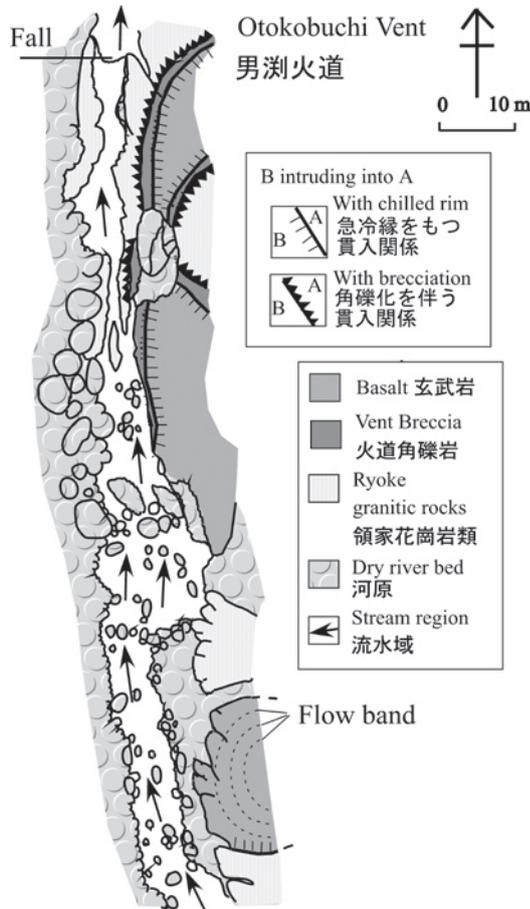
桧原川の全体走向はN20°Wで、設楽町津具から直線的に約6km続いている。大きな蛇行をしないままに直線的に長く続いていく河川は村内には他に無い。桧原川流域には12ヶ所の火道及び岩脈が直線的に分布している（第2図の10-21）。いずれの露頭も桧原川の河床かその付近にあり、河谷の侵食が火道や岩脈の分布とほぼ一致している。この他に、例えば萱場山の周囲を縦断する桧原林道の全域を調査しても岩脈は見当たらない事や、桧原川の支流に火山岩の転石が見つからない事から河谷の両側に広がる山々の斜面には岩脈はほとんど分布しないと考えられる。桧原川沿いを中心に直線的に岩脈が形成されたと見られる。桧原川沿いに火道や岩脈が直線的に並んでいて、基盤岩に直線的な割れ目が形成されて火山活動を行ったと推測されることから、この火山列を桧原川断裂帯と呼ぶことにする。桧原川沿いで火道集中域内にある田島火道より上流側（南側）には、次の火道及び岩脈が順次観察される（第2図の12-21）。

新井橋火道（第2図の12）は、桧原川に架かる新井橋の下流側左岸に露頭がある。長さ60m以上、最大幅約40mで河岸の急斜面にあり形状のはっきりしない火道である。火道の東端では、花崗岩とN50°Eでシャープに接触し、厚さ1mほどの火道角礫岩を伴い、それより西側は厚い玄武岩になる。火道の下流側右岸には派生した玄武岩が数cmの厚さで貫入し、周囲の幅数m間の花崗岩は変質している。火道角礫岩内の玄武岩礫は結晶度が低く発泡度は高い。花崗岩との接触部より約2m内側の玄武岩は、結晶度は高いが、方解石が充填した大きな気泡が多く含まれるので、発泡度も比較的高いと思われる。

男淵火道（第2図の13）は、桧原川に落差約10mの男淵と呼ぶ滝があり、滝の上流側右岸に、長さ約100m間に2ヶ所の露頭がある（第15図）。滝に接する付近には長さ約60m、幅5~10mの露頭がある。河床側の花崗岩と接触した玄武岩は幅約30cmの薄茶色の急冷相を伴い、河川に沿って延びている。玄武岩の東側も花崗岩と接し半円形の急冷相を伴っている。河床側で花崗岩と接した玄武岩の急冷相は発泡度が高く結晶度が低い。東側の花崗岩に接した半円形内の急冷相でも結晶度が低く比較的大きな気泡が発達している。

もう1ヶ所は、少し上流側に直径約20mの半円形の露頭がある。何重にも同心円状の流理をもち比較的大きな気泡の発達した玄武岩体である。半円形の南側で花崗岩と接触している。

釜ヶ入岩脈（第2図の14）は、釜ヶ入ポットホールの下流約300mの右岸に露頭がある。幅約1mの玄武岩がN70°W方向でほぼ垂直に貫入した岩脈である。花崗岩と直線的に接する単純な岩脈であり、桧原川断



第15図 男渕火道の平面図

Fig. 15 Plan sketch map of Otokobuchi Vent. The vent is composed of two adjacent single vents.

裂帯の方向と高角度に交わる。

釜ヶ入火道（第2図の15）は、釜ヶ入ポットホールの上流約100mの川底に露頭がある。長さ約40m、幅約10mで、川幅そのものが火道角礫岩からなる直線的な火道であり、ほとんどが水没している。右岸では火道角礫岩が花崗岩と一辺10数cmの三角状のギザギザした接し方をした部分がある。火道の下流側末端より更に下流へ約15m離れた花崗岩内に、幅約1m間に数本の薄い玄武岩の岩脈が集まった部分がある。火道の長軸の方向がN20°Wであるのに対し、岩脈の走向はNS方向である。

本火道を埋める礫の約9割以上が花崗岩や片麻岩の2m以下の亜円礫から円礫で玄武岩礫はわずかである。露頭全体が大小の礫で埋め尽くされている。火道角礫岩の基質は発泡度の良好なスコリアを含む。左岸には結晶度が低く発泡度の良好な玄武岩が長さ数mある。基質の多くは火山礫凝灰岩が占める。

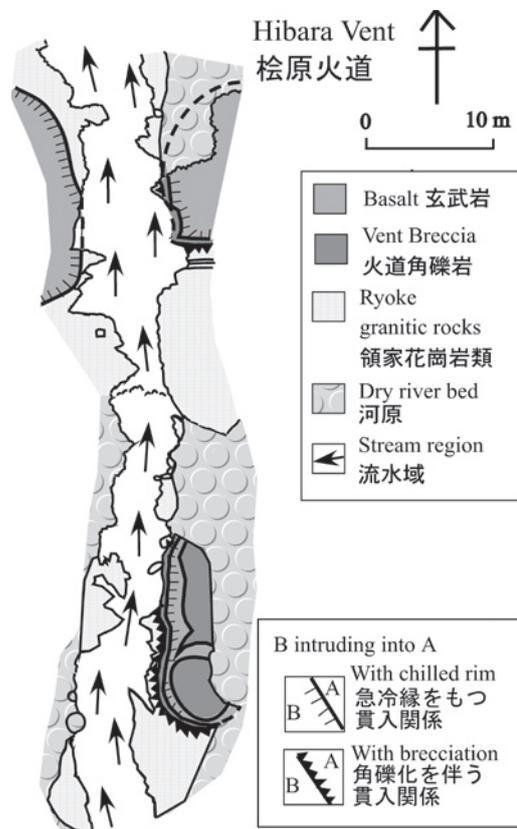
桧原火道（第2図の16）は、桧原集落の入り口付近で桧原川の両岸に3ヶ所の露頭がある。長さ約50m間

の川沿いで互いに形状の異なる火道である（第16図）。下流側の右岸には直径10数mの半円形をした玄武岩の貫入があり、花崗岩との境に幅約20cmの急冷層を伴う。対岸には長径約20mの多角形をした玄武岩の貫入がある。花崗岩との接触部には幅数cmの急冷相を伴う。

両貫入岩体の間に川が流れていて、更に上流側の右岸には長径10数mで、1m前後の半波長で小刻みに波打ったような急冷相を伴った玄武岩の貫入がある。玄武岩の内側には火山礫凝灰岩が詰まっている。この岩体の上流側の端は直径約6mの円形になり、内部に火山礫凝灰岩が詰まりその周囲を玄武岩が取り巻いている。急冷相の部分は、細かく発泡し結晶度が低い。

はじかみ火道（第2図の17）は、はじかみ林道入口から約400m上った地点に露頭がある。幅数mの崩れた玄武岩がある。桧原川断裂帯の延長線上にあり岩脈と見られるが、露出が悪く詳細は不明である。

桧原集落火道（第2図の18）は、桧原集落の中ほどを流れる桧原川の右岸に露頭がある。河床に突き出した直径約10mの円形をした玄武岩の火道である（第17図）。円形に貫入した形状が明瞭で、玄武岩には何重も



第16図 桧原火道の平面図

Fig. 16 Plan sketch map of Hibara Vent. The vent is composed of three adjacent single vents

の円形の流理が発達している。また、直径1~2mmの多量の発泡があり肉眼で識別できる。周囲の基盤岩と接する玄武岩には花崗岩の礫を多量に含む。

**丸山牧場下岩脈** (第2図の19) は、丸山牧場側から下る沢が桧原川に合流する所より下流側へ数10m行った道路脇に露頭がある。小さな沢の崩れに埋もれて幅約3mの露頭があり、花崗岩の中に厚さ約30cmの玄武岩がおおよそN20°W方向に貫入している。両側の花崗岩にも数cm程度の玄武岩の岩脈が不規則に貫入している。

**三瀬沢岩脈** (第2図の20) は、桧原川支流の三瀬沢を数10m上った所に露頭がある。幅約1m長さ約10mで、N45°E方向にほぼ垂直に玄武岩が貫入している。花崗岩との接触部に1cm程度の急冷相をもつ単純な岩脈である。

**三枚沢岩脈** (第2図の21) は、桧原川の支流で設楽町津具にある三枚沢を約100m上った所に2ヶ所の露頭がある。厚さ約3mの玄武岩の岩脈が沢を横断している。岩脈の走向はN10°Wである。上流側に約15m離れた所にも厚さ約5mの玄武岩の岩脈が沢を横断している。岩脈の走向は、西端でNS、東端でN65°Wである。岩脈全体の走向は、桧原川の全体方向に平行と思われる。両岩脈は片麻岩内に貫入し、薄く火道角礫岩が形成されている。

### 3.4 根羽村北東部の貫入岩脈

根羽村の北東部には薄い岩脈の露頭が5ヶ所認められる(第2図)。なお、ムネバタ牧場の西斜面で、大作川上流にも岩脈が記載されているが(北沢・湯澤,

1979)、露頭を確認できなかった。各露頭の記載は次の通りである。

**浅間川合流岩脈**は、浅間川が矢作川に合流した地点より約50m下流右岸の小さな沢に露頭がある。幅約2m、長さ数mの玄武岩の岩脈である。水平方向の延長はN10°E、80°Wである(第2図の5)。露頭の直下を流れる矢作川沿いにはその延長が認められない。

**萁野岩脈**は、県道根羽壳木線沿いで萁野の道路側壁のコンクリート被覆斜面の端に露頭がある。露頭は幅約2mしか観察できない(第2図の6)。強く風化し赤茶色に粘土化している。コンクリート被覆と風化のために岩脈の詳細は不明である。

**井沢岩脈**は、林道井沢線を上っていった林道のほぼ中間付近に露頭がある。林道脇の花崗岩の斜面にN10°E、90°幅約50cmの単純な玄武岩の岩脈がある(第2図の3)。全体に細かく発泡している。

**鉢盛山岩脈**は、林道本洞線沿いで鉢盛山の北西斜面に露頭がある。林道脇の斜面に幅約3m四方で花崗岩に取り囲まれ、発泡した玄武岩の岩脈である(第2図の2)。岩脈の詳細は不明である。

**堂之入川支流岩脈**は、堂之入川支流で標高1050m地点の沢の中に露頭がある。N10°E、90°で幅約2m、長さ約10mの発泡した玄武岩の岩脈である(第2図の1)。露頭の両端には火道角礫岩があり、内部は数mmから数cmの厚さで繰り返し玄武岩が貫入し、花崗岩は熱水変質を受けている。

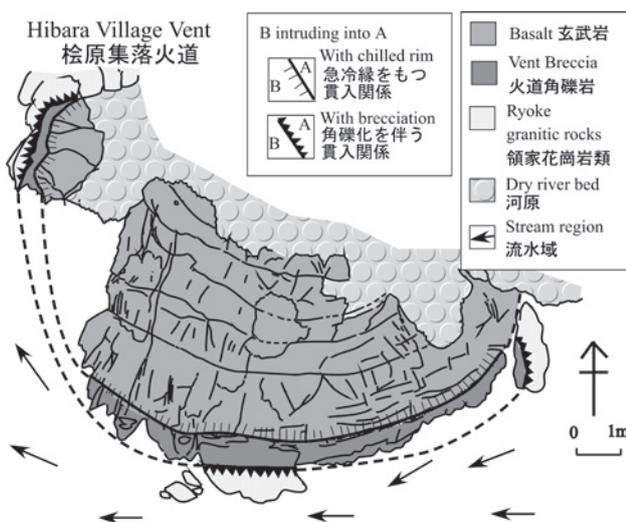
**ムネバタ牧場岩脈**は、大作川上流で、ムネバタ牧場直下に岩脈が確認され、泥岩中に玄武岩や凝灰角礫岩が貫入している(北沢・湯澤, 1979)(第2図の4)。現在、現地での土砂埋設によって観察できない。

## 4. 根羽火山群の復元

### 4.1 爆発的火道の形成

根羽火山群の特徴は、火道角礫岩を伴った比較的規模の大きな火道の集まった火道集中域をもつことである。火道角礫岩は淘汰の悪い基盤岩片や本質岩片で構成され、しばしば急冷した玄武岩の岩片を含む。また、火道角礫岩の隙間を埋める基質は変化に富み、岩片や鉱物片を破碎して取り込み流理を示す部分や、融喰している部分や急冷してガラスになった部分などが混在している。こうした岩相で変化に富む火道角礫岩には、良く発泡したスコリアが含まれることから、発泡による爆発的な噴火が推測される。

穴田火砕岩層と梨ノ平火砕岩層は、火道集中域の縁より約1.5km離れた高台に分布している。基盤の花崗岩に堆積している穴田火砕岩層は、大小様々な花崗岩類の角礫によって構成され、わずかに玄武岩の角礫を含んでいる。逆に梨ノ平火砕岩層は大小様々な玄武岩



第17図 桧原集落火道の平面図

Fig. 17 Plan sketch map of Hibara village Vent with concentric structure.

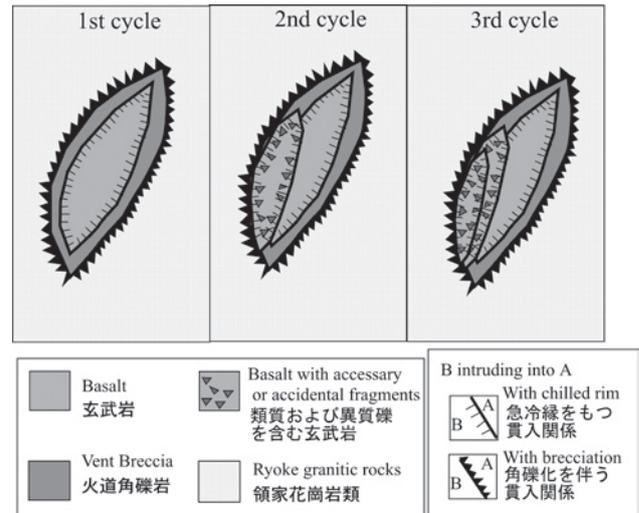
の角礫によって構成され，わずかに花崗岩の角礫を含んでいる．また，穴田火砕岩層には前述したサッグ構造が認められる．更に，穴田火砕岩層と梨ノ平火砕岩層に含まれる玄武岩質岩片と根羽村内に発達する火道を形成する玄武岩とは岩石学的に類似している．以上の状況から，これらは一連の火山活動によって形成されたものと考えられ，両火砕岩層は爆発噴火によって周辺に飛散して堆積した火口近傍の降下堆積物であると考えられる．そして，基盤岩を直接覆う穴田火砕岩層は基盤岩の礫が圧倒的に多く，梨ノ平火砕岩層はマグマからのもたらされた玄武岩の礫が圧倒的に多い．よって，穴田火砕岩層は火道拡大に伴う噴火初期の噴出物と考えられる．

根羽火山群は，同時期に活動した根羽村南方の，平行岩脈群やコーンシートを伴う設楽火成複合岩体（高田，1987a; Takada, 1988）や大峠環状火山岩体（下司，2003）（大峠環状複合岩体（高田，1987b, Takada, 1988））に比べて，活動規模が小さいだけでなく，その活動様式，すなわち，爆発的な火道とその噴出物が認められる点で異なる．爆発的噴火の原因は，マグマの発泡によるものと，マグマ水蒸気爆発によるものがある．マグマ水蒸気爆発のメカニズムは，マグマと地下水がどのような状態で接触するのかという条件によって違ってくる（山元 1994）．堆積岩類を挟まずに基盤の花崗岩類を火砕岩が覆う露頭が多いことと，玄武岩類が堆積岩を不整合に覆うことから，根羽地域は乾陸状にあったことが推定できる．花崗岩中の地下水と接触したことにより，爆発的噴火を誘発した可能性も否定できないが，玄武岩中のスコリアは発泡しているものがかなりあり，爆発の原因をマグマの発泡によるものと考えた方が，噴出物の組織と当時の環境をうまく説明できる．

#### 4. 2 噴火サイクルの存在

根羽火山群のもう一つの特徴は，基本的に単成火山群であるが，火道が集中した地域があり，そこに，複数の活動サイクルをもつ複成の火道が発見されたことである．記載した火道の中で，最も多い3サイクル目までの活動サイクルを数えることができる弁天火道を例にして，形成過程を考えてみる（第18図）．

1サイクル目では火道を広げて火道角礫岩を含むマグマを上昇させることができるようになった段階である．火道角礫岩には発泡度の良好なスコリアを大量に含むとともに，周壁から取り込んだ花崗岩類の岩片を大量に取り込んでいる．こうした状況は，上昇してきたマグマが火道を開削し拡張する段階であることを示している．そして，火道角礫岩の後から上昇してきたマグマは火道角礫岩で埋められた中心部を上昇した．岩体の周壁から取り込まれた岩片や鉞物片を含んで結



第18図 複成噴火モデル図 弁天火道をモデルにした噴火サイクル．

Fig. 18 Schematic section for multiple vent, which is obtained by Benten Vent.

晶度の低い玄武岩が周囲を取り巻くが，岩体の中心部にいくにつれて結晶度の高い玄武岩になっている．

2サイクル目の貫入は，1サイクル目の岩体の南西側に沿って起こった．岩体内の岩相変化も1サイクル目と同様に，玄武岩体の周囲は岩片や鉞物片を多く含んで結晶度が低いが，岩体中心部は結晶度が高くなっている．3サイクル目も2サイクル目の南西側に玄武岩が貫入し，複合した火道が形成されていったものと推定できる．

弁天火道の場合，1サイクル目はN30°E方向に貫入した．それに対して2サイクル目は南西側にN25°W方向の接触面をもって貫入した．更に，3サイクル目の貫入は，2サイクル目の南西側にN75°W方向の接触面をもって貫入した．結局，各サイクルの活動は，岩脈の貫入方向を反時計回りに回転させながら，前のサイクルの南西側壁面に貫入していったと考えられる（第18図）．このように，弁天火道では，重複火道をもつ火山活動が存在したと言える．

火道集中域では他にも，重複火道を形成する火山活動が認められる．黒地火道では，弁天火道と違って，2サイクルの貫入が岩体中心部にみられる．また，弁天火道と隣接する白瀬火道では2つの玄武岩体が断層で接して複数回の火山活動を行った可能性がある．

#### 4.3 火道集中域の復元

三河高原東部には土岐面（森山，1987）と考えられる根羽高原面（標高1100~1300m）が存在する（森山，2007）．この面上には，前述したように，根羽火山群由来の噴出物の岩相に対比される火山礫凝灰岩や無斑晶

玄武岩溶岩が載っている。よって、この根羽高原面は、根羽火山活動時の地表面と考えられる。一方、標高約600m付近の火道集中域は、互いに接近した弁天、白淵、黒地、釜淵、田島の火道からなる(第19図)。各火道には爆発的な火山活動を示す岩相が観察されているので、根羽村中心地の標高約600m付近から当時の地表面標高1100~1300mまでの間に、それぞれの隣接する火道の上には、逆円錐形の火口が形成されたと思われる。また、現在の標高約600mにある四季桜火砕岩層は、急傾斜の基盤岩の花崗岩を直接覆い、その淘汰の悪い岩相の特徴から、逆円錐形の火口にフォールバックした噴出物である可能性がある。

前段落で復元した火道集中域の地下構造を参考にとると、根羽火山群では、マグマの発泡による爆発的噴火が当時の地表面より、少なくとも500m下から起こっていたことになる。

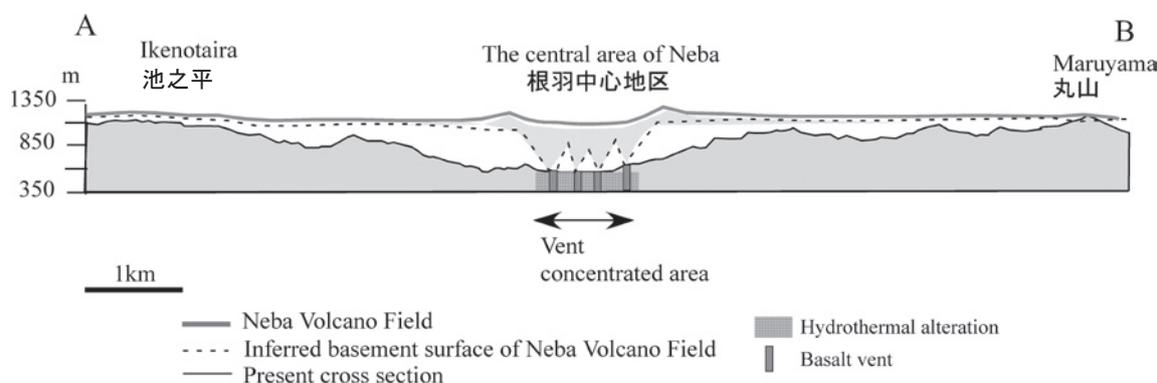
アメリカネバダ州のEast Basalt Rideでは、 $8.8 \pm 0.1$ Maの小規模な古火山が報告されている。火道の幅は、深さ250mで幅15mをほぼ保ち、深さ90mで幅50mになり、それより上部では急激に火道の幅を広げ古地表面で幅約100mになり朝顔状に火道が開いて噴出している(Keating *et al*, 2008)。根羽火山群の火道集中域では、標高約600mで爆発的噴火をし、それより上方へ少なくとも約500m高い根羽高原面に火砕岩類を堆積させている。両者はいずれも揮発性成分による発泡現象を中心に噴火に至るが、East Basalt Rideの場合は深さ90mより浅くなって基盤岩を礫として取り込んでくる。根羽火山群の火道集中域の場合は火道角礫岩が形成され発泡するのは地表面より500m以上も深い位置であった。この違いの解明は、今後の課題である。

現在の根羽村中心地標高約600m付近は、地形からみると盆地状の凹地の底に位置する。各火道の位置から推定すると、これらの火口群は互いに隣接しているはずなので、全体として、逆円錐形の凹地形を形成し

たのかもしれない。しかし、火道集中域は一つの火口には発達しなかったと考えられる(第19図)。その証拠は、火道集中域内にある弁天岩や村民体育館の丘のように堅い花崗岩類が突出している場所もあり、火道集中域の爆発噴火した付近の基盤岩は数10mの高さの凸凹になり一様な深さにならなかったと推定される。現在の根羽村の地形は、火道集中域を中心に侵食が進んでいるため、村の中心的な平坦面がそのまま火口状の地形になっている。火道集中域内では、マグマや火砕物、熱水が花崗岩類の隙間に頻繁に貫入し、その結果基盤の花崗岩類が熱水変質し一部は粘土化した。したがって、火道集中域内では基盤岩の熱水変質により浸食を受けやすくなることも、最終的に一つの窪んだ凹地形を形成していくことに寄与したと考えられる。

### 5. まとめ

- (1) 長野県根羽村に、中期中新世の津具火山岩類に属する火道・岩脈・噴出岩が集中する地域が発見された。本論で報告する火山岩類を根羽火山群(新称)と呼ぶ。津具火山岩類には火道・岩脈・噴出岩が集中する地域があり、根羽火山群もその1つである。
- (2) 基盤岩が熱変質を受けた火道集中域では、5ヶ所の火道が確認でき、最大で3回の貫入サイクルが確認できた。本地域には火道内に堆積した火砕岩層が発見された。
- (3) 最初期の火山活動によって形成された可能性のある降下火砕岩層が火道集中域から南西約1.5kmの地点で発見された。
- (4) 火道集中域の南東には松原川断裂帯があって多数の単成火口が直線状に分布し、火道集中域の北東一帯にはいくつかの岩脈が貫入している。
- (5) 根羽火山群の火道は、外側の火道角礫岩と内側の



第19図 火道集中域の断面図 実線：現地地形面

Fig. 19 Cross section along A-B of the Neba area. See Fig. 2.

玄武岩溶岩が対になって、1サイクルを形成している。形状は、水平断面で縦横比が大きい楕円形、雨滴状、円形、レンズ状などを示し、規模は数mから数10mである。

- (6) 根羽火山群の火山活動を復元すると以下のようなになる。火道集中域では、長径約900m、短径約700m、深さ約500mの範囲で、複数回の活動サイクルをもつ火道群と火口群が形成された。火口の中には、500mの深さをもち、フォールバックした火砕岩で埋められている火口も認められる。一方、地表では爆発的噴火による火砕岩の噴出と溶岩流の流出が起こったと考えられる。

**謝辞：**本研究の一部は、平成年度17・18年度の飯田市美術博物館自然分野地域史研究事業の補助を受けて行った。飯田市美術博物館学芸員村松武氏には研究上で多大な便宜を図っていただいた。岐阜大学教授小井土由光氏には研究をまとめる上で有益な助言をいただいた。査読者の下司信夫氏からは非常に丁寧な指摘と助言をいただき、本稿を格段に改善することができた。以上の方々に心よりお礼申し上げます。

## 文 献

- 青山 誠・原瀬能幸 (1996) 地形・地質，稲武町史。自然編，3-111，稲武町教育委員会。
- Geshi.N. (2000) Fractionation and magma mixing intruding dike swarm : evidence from the Miocene Shitara-Otoge igneous complex, central Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **98**, 127-152.
- 下司信夫 (2003) 愛知県設楽地域に分布する中期中新世大峠火山岩体の構造発達過程とそのマグマ供給系。地質雑，**109**, 580-594.
- Geshi.N. (2005) Structural development of dike swarms controlled by the change of magma supply rate : the cone sheets and parallel dike swarms of the Miocene Otoge igneous complex, Central Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **141**, 267-281.
- 星 博幸・伊東宣貴・山本 功 (2000) 愛知県設楽地域に分布する北設重層群の地質。放散虫化石および地質年代。地質雑，**106**, 713-726.
- 星 博幸・岩野英樹・檀原 徹 (2006a) 設楽地域，津具火山岩類のフィッション・トラック年代測定。愛知教育大研報（自然科学），**55**, 67-70.
- 星 博幸・檀原 徹・岩野英樹 (2006b) 西南日本の中新世テクトニクスに対する新たな年代制約：愛知県設楽地域におけるフィッション・トラック年代測定。地質雑，**112**, 153-165.
- 伊藤知佳・入月俊明・岩井雅夫 (1999) 第一瀬戸内区中新統（師崎，岩村，富草層群）の珪藻示準化石と地質年代。地質雑，**105**, 152-155.
- Kato, Y. (1962) On the structural development of the Shidara basin. *Jour. Earth. Sci. Nagoya Univ.*, vol.10, p.51-69.
- Keating.G.N., Valentine.G.A., Krier.D.J., Perry.F.V., (2008) Shallow plumbing systems for small-volume basaltic volcanoes. *Bull. Volcanol.*, **70**, 563-582.
- 北沢秋司 (1965) 長野県下伊那郡根羽村の地質と山崩れについて。下伊那地質誌資料 **3**
- 北沢憲司・湯澤正農夫 (1979) 長野県根羽村および愛知県境の地質。下伊那教育会自然研究紀要，**2**, 29-38.
- 古儀君男 (1983) 設楽火山岩体の地質と構造。地質雑，**89**, 487-500.
- Kuno, H. (1960) High-alumina basalt. *Jour. Petrol.*, **1**, 121-145.
- 久野 久 (1967) 火山及び火山岩，岩波全書，283p.
- 牧本 博・山田直利・水野清秀・高田 亮・駒澤正夫・須藤定久 (2004) 20 万分の1地質図幅「豊橋及び伊良湖岬」。産業技術総合研究所地質調査総合センター編。
- 森山昭雄 (1987) 木曾川・矢作川流域の地形と地殻変動。地理学評論，**60A**, 67-92.
- 森山昭雄 (2007) 日本の地形5 「中部」6 濃尾平野と三河高原。東京大学出版会，260-269.
- 根羽村地質図・火山群図および解説 (1944) 下伊那教育会郷土調査部および西部支会理科委員会，30p.
- 根羽村史自然編 (1993) 根羽村教育委員会，529p.
- 榊原雄太郎・角田和子・栗原宏美 (1987) 愛知県北設楽郡津具村天狗棚および長野県下伊那郡根羽村池の平・ムネバタ付近に分布する火山岩類。東京学芸大紀要，第4部門，数学・自然科学，**39**, 149-163.
- 沢井 誠・設楽団体研究グループ (1985) 設楽地域からみた瀬戸内火山岩類。地団研専報，**29**, 131-142.
- 杉原孝充・藤巻宏和 (2002) 愛知県設楽地域に分布する瀬戸内火山岩類のK-Ar年代。岩鉱科学，**31**, 15-24.
- 鈴木和博・畑井定士・縣 孝之・与語節生・平岩五十鈴 (1985) 愛知県北東部の火山岩類—予報。名古屋大学総合研究資料館報告，**1**, 69-88.
- 下伊那郡誌地質志 (1925) 信濃教育会下伊那部会。古今書院，208p.
- 下伊那の地質解説 (1976) 下伊那地質誌編集委員会編。秀文社，329p.
- 下伊那誌地質編 (2006) 下伊那誌編纂会，263p.
- 白木敬一・野村隆光・伊藤純一・中野鉄也・白木成拓 (2001) 岐阜県南部蜂屋累層と三河高原北部の第三紀火山岩の微量元素。名古屋地学，**63**, 1-10.

- 天竜川上流域地質解説書 (1981) 建設省天竜川上流工  
事事務所, 413p.
- 高田 亮 (1987a) 愛知県設楽地方の大峠環状複合岩  
体中に存在するコールドロンの構造. 地質雑, **93**,  
107-120.
- 高田 亮 (1987b) 設楽火成複合岩体の発達史とコー  
ルドロンの構造. 地質雑, **93**, 167-184.
- Takada, A. (1988) Subvolcanic structure of the central dike  
swarm associated with the ring complexes in the Shitara  
district, central Japan. *Bull. Volcanol.*, **50**, 106-118.
- 坪谷幸六 (1936) 愛知県津具金山の地質及び鉱床. 地  
質雑, **43**, 63-72.
- Tsunakawa, H., Kobayashi, Y., and Takada, A. (1983)  
K-Ar ages of dikes in Southwest Japan. *Geochemical J.*,  
**17**, 265-268.
- 山元孝広 (1994) マグマ水蒸気爆発のメカニズム. 地  
質学論集, **43**, 63-72.
- 湯澤正農夫 (1982) 長野県南西部の新第三系. 下伊那  
教育会自然研究紀要, **5**, 29-38.
- 湯澤正農夫・藤沢睦志 (1980) 長野県根羽村および愛  
知県境の地質 (3). 下伊那教育会自然研究紀要, **3**,  
29-31.

(受付: 2009年6月4日; 受理 2009年7月17日)