岐阜県南東部，中新統蜂屋累層の層序
—瀬戸内区中新世初期の火山活動—

野 村 隆 光*

Stratigraphy of the Miocene Hachiya Formation, Gifu Prefecture, Central Japan; An instance of the volcanism took place in the Setouchi Geologic Province during Early Miocene

Takamitsu Nomura*

(Abstract)

The Hachiya Formation,the lowermost part of the Miocene Mizunami Group,distributed in the southeast area of Gifu Prefecture,is mainly composed of the volcaniclastic rocks of rhyolite, andesite and basalt, and intercalated lake sediments of tuffaceous sandstone and siltstone. The Hachiya Formation consists of 13 members and volcanic activity of the formation is divided into 6 periods. The K-Ar datings of rhyolitic welded-tuffs of the lowermost part is 22.2 Ma and andesite autobrecciated lavas of middle and upper parts are 20.6 Ma, 19.8 Ma, respectively. These rocks are the oldest volcanic rocks so far known from the Miocene Setouchi Geologic Province. Fluorescent X-ray analysis indicate that rhyolite(welded-tuffs) of lowermost part belongs to the tholeiit rock series,but andesite and basalt of middle and upper parts belong to calc-alkali rock series. Besides,a magnecian-andesite was found from middle part of the formation. Tuffaceous sandstone and siltstone contains abundant fossils such as Aniai-type plants,freshwater diatoms,freshwater fishes,insects and petrified woods. Blocks in volcanic breccia indicate typical water-chilled structures,and some lava have characteristics of brecciated subaqueous lava,then volcaniclastic rocks mainly formed by phreatmagmatic eruption except welded tuffs. The volcanism took place in the northwest area during first period,then it migrated to the east and southeast areas, and early terresterial eruptions producing welded ash flows gave way to subaqueous eruptions producing phreatmagmatic products and lava flows,as spreadding of the lake. The andesitic and basaltic rocks of the Hachiya Formation contain a lot of zeolites. These rocks and mineral species in them are resemble to Green-Tuff Formation of the coast regions of Japan-sea, so that the Hachiya Formation do not belong to the Setouchi Volcanic Rocks of middle miocene.

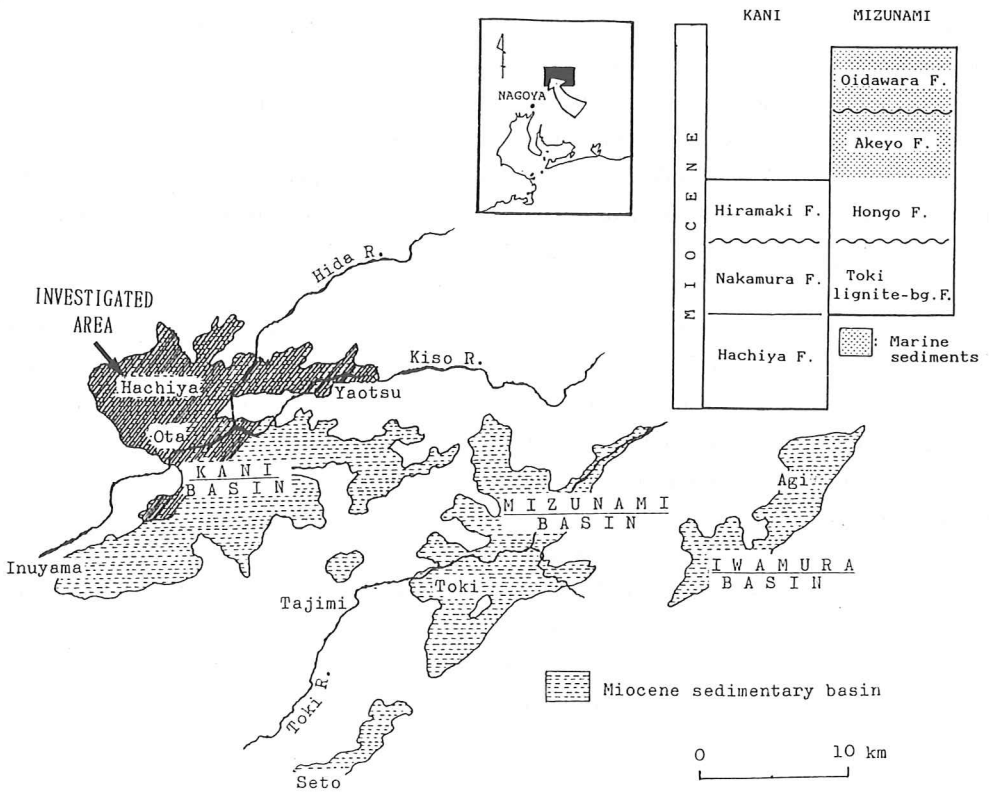
The volcaniclastic rocks of the Hachiya Formation mainly formed by subaqueous volcanism in shallow lake. The paleolake probably exsisted on the continental margines of the East Asia at about 20 Ma,judging from paleontological materials,paleomagnetic studies and radiometric ages.

* 東海学園東海女子高等学校 Tokai girls' high school, Tenpaku, Nagoya 468, Japan.
1992年8月31日受理

はじめに

岐阜県南東部の瀬戸内中新統（第一瀬戸内累層群）は北西から南東へ，可児・瑞浪・岩村の各堆積盆地にわかれて分布している。これらの中新統は，層序，岩相，地質構造，化石相において高い共通性が認められ，一括して瑞浪層群と称されている(糸魚川，1980)．可児盆地の瑞浪層群（可児層群）は，非海成相で豊富な植物や大型哺乳類の化石を産する（伊奈, 1981；奥村ほか, 1977)．従来，可児盆地の新第三系の地質学的研究は，清野・石井(1927), Uemura(1961), Yoshida(1963), 吉田(1977)，小林(1989)などにより報告されているが，最下部の蜂屋累層についての詳細は明らかにされていない．蜂屋累層は，瀬戸内区中新世初期に，海成中新統の堆積に先行する火山活動によってできた地層であり（野村, 1986a),前期中新世の西南日本の構造発達史を考察する上でもユニークな存在である．

筆者は，蜂屋累層の火山地質を中心に研究を進め，層序や火山岩の噴出年代についてほぼ明らかにした(野村, 1986a,1986b).さらに，火砕岩類から多種のグリーンタフ型の沸石類が確認され（野村・野村, 1986)，火砕岩類に挟在する湖沼成砕屑岩類から阿仁合型植物，昆虫，コイ科淡水魚，淡水生珪藻群集などが発見された(Ina *et al.*, 1983, 1985；藤山・野村, 1986；小寺・野村, 1988)．火山岩の一部には，高マグネシア安山岩が存在することも判明した（白木・野村, 1989)．また，矢島・藤田(1989)による陥没構造，Hayashida *et al.* (1991) による古地磁気，



第1図　瑞浪層群の分布と調査地域.
Fig. 1.　Distribution of the Mizunami Group and investigated area.

熊谷(1991)およびKumagai and Fukao(1992)による珪化木の年輪を利用した古環境変動リズムなどの諸研究も行われ，新知見も得られた．

本研究では，蜂屋累層（とくに木曽川以北の地域に分布するもの）について詳細な地質の記載を行い，火山の噴出様式や噴出環境について述べる．従来，蜂屋累層として扱われてきた八百津地域の非火山性の砕屑岩層（清野・石井, 1927 ；林, 1979)や可児市塩地域の蜂屋累層（塩累層：吉田, 1977；鹿野, 1988)については，調査中であるため詳細な層位関係や分布など不明な点が多い．しかし，最近の急激な土地開発により露頭が失われ模式地設定も困難になってきているので，不十分ながら，これらの地域も含めて報告することにした．

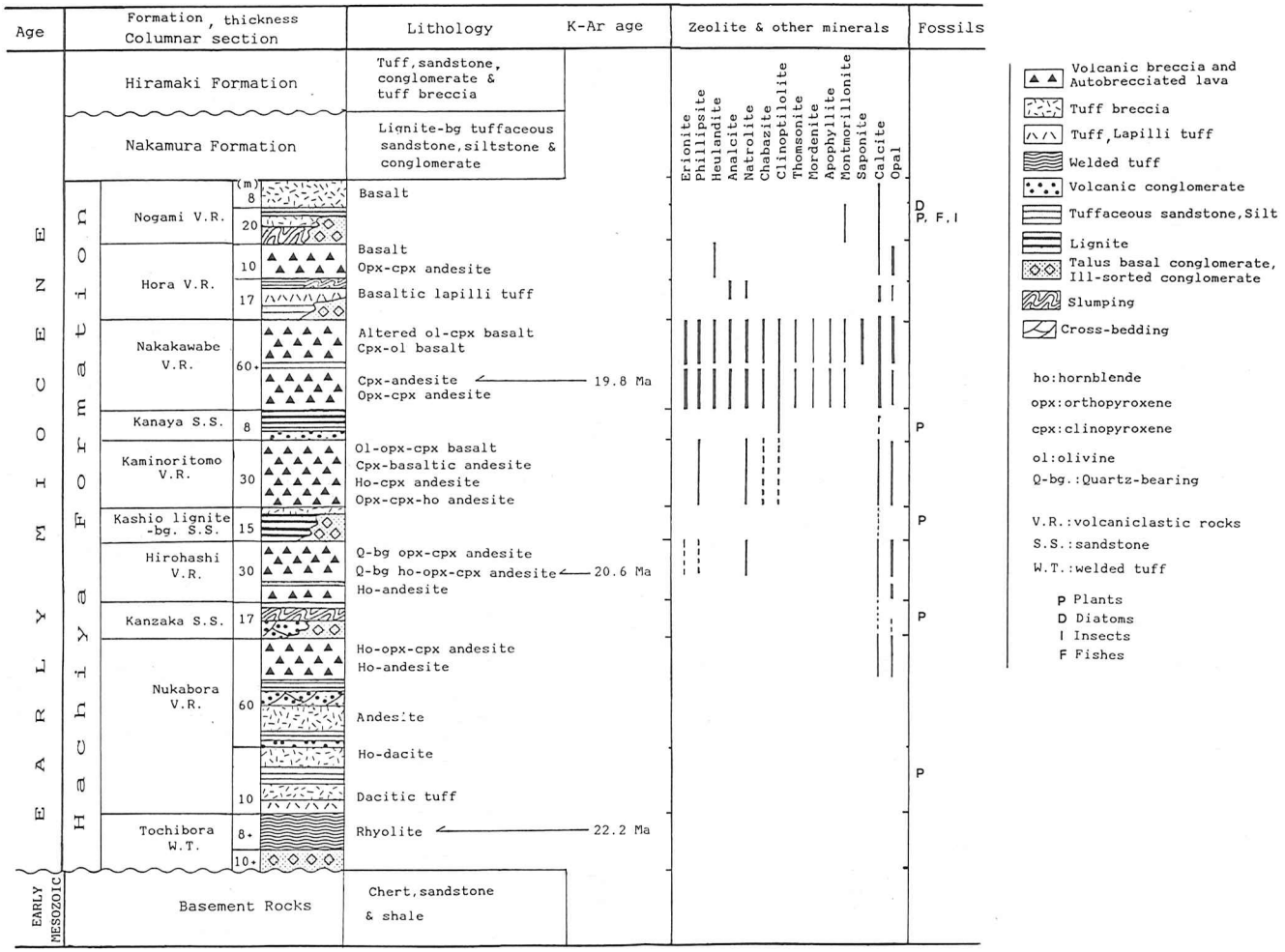
地 質 概 説

蜂屋累層は，模式地（Yabe,1921 による）の美濃加茂市蜂屋を中心として，山之上，加茂郡富加から坂祝，可児市西部，川辺，八百津西部にかけて，可児盆地北半に広く分布する（第１図)．

＜基盤岩＞　美濃帯の中古生層からなり，岩相は砂岩・頁岩・チャートである．可児市西部ではチャート相が卓越するが，他の地域ではチャート相と砂岩・頁岩相が互層をなす．チャートは層状チャートで一部にマンガン鉱床を含む．伊深付近ではうすい石灰岩とチャートの互層がみられる．基盤岩の構造は複雑であるが，一般走向はN60°E～EWである．全体として半波長10～15Kmで西へプランジする軸をもつ背斜・向斜が連続的に発達していて(Mizutani,1964)，蜂屋累層の分布地域は下之保向斜から八百津背斜にかけての翼部にあたる．最近の研究では，この中古生層は紡錘虫を含む二畳紀の石灰岩，コノドントや放散虫化石を含む三畳紀～ジュラ紀のチャート，それに続く珪質頁岩や砂岩からなる堆積岩コンプレックスとして考えられている（水谷・小井土, 1992)．また，花崗斑岩や濃飛流紋岩類などの白亜紀酸性岩類は調査地域内には露出していないが，蜂屋累層の角礫岩のなかには比較的大きな岩塊としてみられることが多い．

＜中新統＞　可児盆地の瑞浪層群（可児層群）は，下位より，蜂屋・中村・平牧の各累層に区分される．中村累層（帷子累層）は美濃加茂市引田から森山，信友から山口，美濃太田南の木曽川河床，可児市菅刈などに分布する．凝灰質砂岩，クロスラミナをともなう砂礫岩，褐炭を挟む砂岩，シルト岩などからなり下位の蜂屋累層を整合に覆う．平牧累層は可児市土田の木曽川河床に露出している．火山角礫岩，凝灰質砂岩，凝灰岩などからなり，一部にスランプ構造がみられる．平牧累層の火山角礫岩は蜂屋累層とは異質で，この時期にも顕著な火山活動があったことを示唆する．下位の中村累層とは不整合関係にある．中村・平牧累層は可児盆地南半に広く分布し，瑞浪盆地の土岐夾炭･本郷･明世累層に対比される（糸魚川, 1974；小林, 1989)．植物化石相では，蜂屋・中村累層のものは阿仁合型植物群に，平牧累層のものは台島型植物群に対比されている（伊奈, 1981；Ina *et al.*, 1983, 1985)．中村・平牧累層からは *Palaeotapirus, Chilotherium, Amphitragulus, Gomphoterium, Anchitherium* などの大型哺乳類化石が報告されている(奥村ほか, 1977)．また，中村累層から，ヤマアラシ，ネズミ，食肉類，淡水生海綿の化石も発見されている．

＜鮮新更新統＞　瀬戸層群土岐砂礫層が伊瀬，木野付近の丘陵に分布する．チャート，濃飛流紋岩，砂岩などの円礫ないし亜円礫（クサリ礫，礫径数cm～数10cm）を含む固結度の低い砂礫層からなり，中新統を不整合に覆う．段丘堆積層は，木曽川，飛騨川の合流点付近や八百津の木曽川沿いによく発達する．高位・中位・低位の各段丘面に区分され，中位段丘堆積層には木



第3図　蜂屋累層総合柱状図

Fig. 3. Geologic columnar section of the Hachiya Formation.

曽川泥流堆積物（Quaternary research group of kiso valley and Kigoshi,1964； 中村ほか，1991）が含まれている．

記　　載

(1) 地質層序

第2図に蜂屋累層の地質図を，第3図に総合柱状図，第4図に主要地域の各部層の分布と層位関係，第5図に各個柱状図，第6図に露頭と各個柱状図の位置図を各々示す．

蜂屋累層は岩相・層厚の側方変化が激しいが，火砕岩類に挟在し，比較的広い範囲で安定した岩相をもつ凝灰質砂岩や夾炭砂岩を追跡することによって層序区分できる．また，これらの砕屑岩類が不連続となる地域では火山岩の検鏡と化学分析を行い岩相区分を行った．火砕岩類に特徴的に含まれる沸石類も特定の層準に集中してみられる傾向があり，層序区分のてがかりとなる．蜂屋累層は次のような13の部層に区分される．

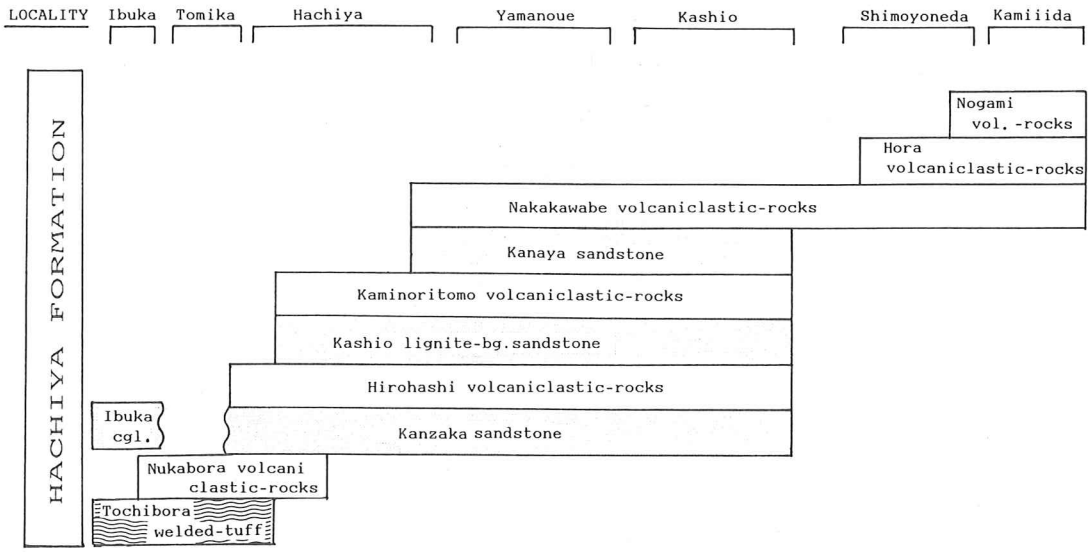
1．栃洞溶結凝灰岩層

〔模式地〕　富加町栃洞の川浦川河床(L01)．野村(1986a)の蜂屋累層下部層，矢島・藤田(1989)の蜂屋累層最下部層にあたる．

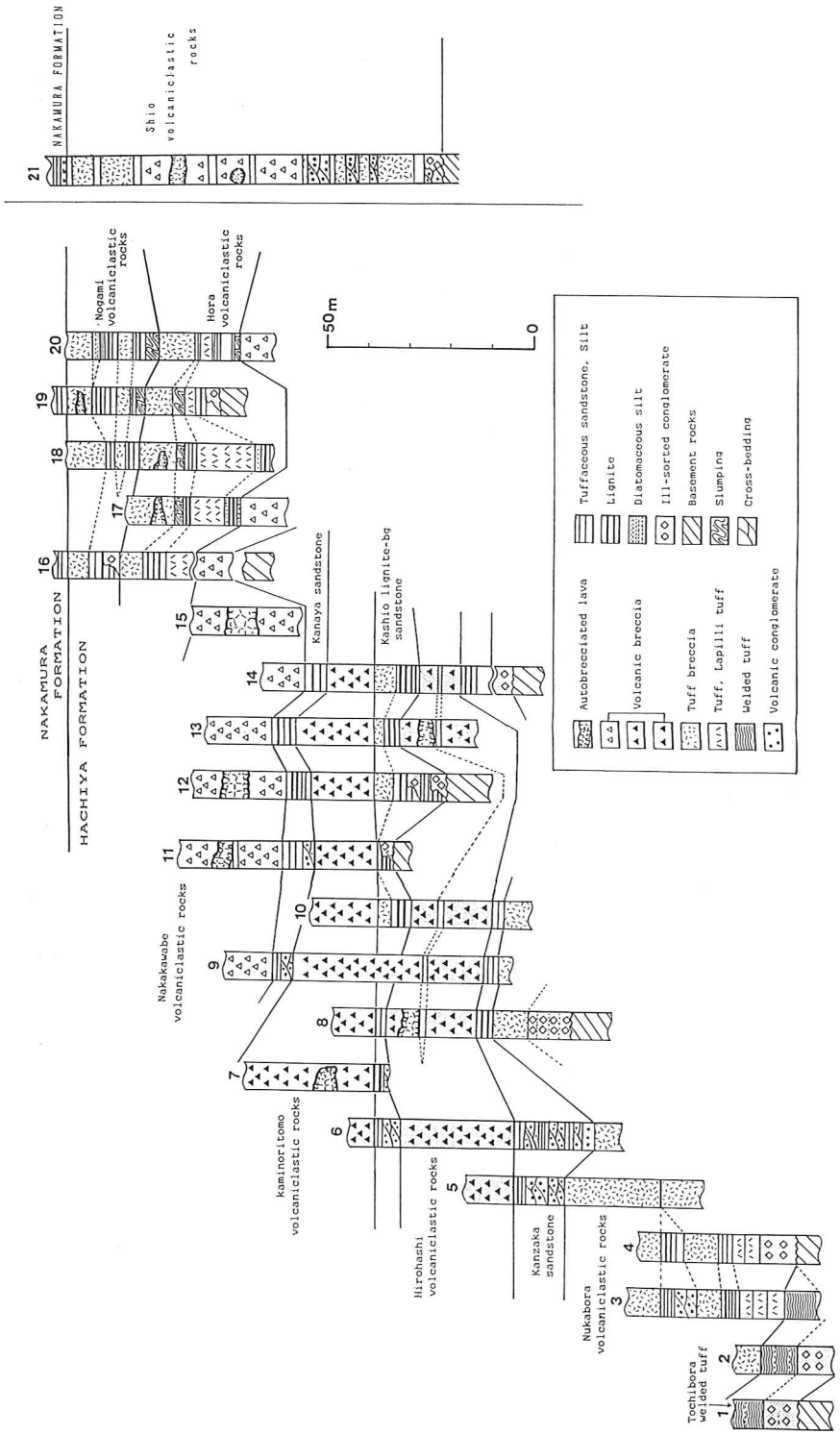
〔分布・層厚〕　地域北西縁辺部の栃洞から加治田南東および伊深正眼寺付近にわずかに分布する．栃洞で15m 以上．

〔岩相〕下部層と上部層に区分される．

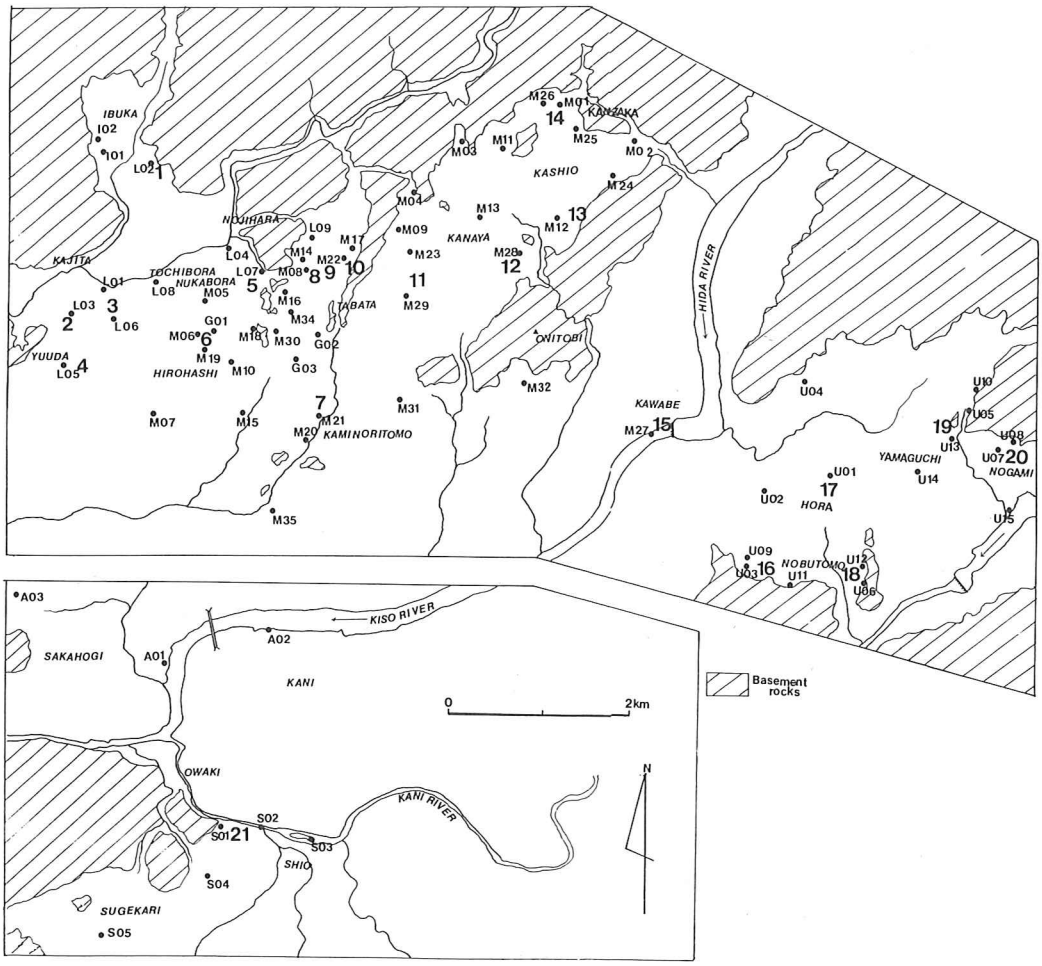
＜下部層＞　崖錐性の不淘汰角礫岩からなる．層厚は10m 以上．基盤との関係は正眼寺短大北の崖(L02，柱状図－1)で確認することができ，層厚6 m以上の不淘汰角礫岩が高角度の不整合面をもって基盤にアバットする．角礫岩の礫種は砂岩・チャートの亜角礫ないし角礫で，礫径は数cmのものから50cmを越えるものまで様々である．基質は礫とほぼ同質の細粒物質からなり，



第4図　主要地域の部層名と層位関係
Fig. 4. Stratigraphic divisions of the Hachiya Formation.



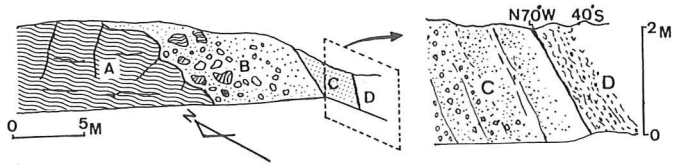
第5図 各個柱状図
Fig. 5. Columnar section of Hachiya district.



第 6 図　主要露頭と各個柱状図の位置図
Fig. 6. Index map showing localities of outcrops.
1～21 は各個柱状図の地点，他は主要露頭をあらわす．

固結度は低い．角礫岩は基盤から離れるにしたがい，やや淘汰がよくなる．この角礫岩は，近接する基盤岩から由来した崖錐性の基底礫岩もしくは縁辺礫岩と考えられる．

＜上部層＞　流紋岩質溶結凝灰岩からなる．伊深正眼寺短大北(L02)，加治田南東の保育園南(L03，柱状図-2）で下位の不淘汰角礫岩を覆う（第 7 図，Plate1, Fig.1）．栃洞ではドーム状に分布し，層厚は 8 m以上あるが，正眼寺短大北では 4 mたらずである．溶結凝灰岩は次の 2 つのタイプがあり，仮にタイプⅠ，タイプⅡとする．タイプⅠは青灰色の凝灰質基地に数cmから数10cmの白～暗灰色パミスレンズを非常に多く含み，栃洞付近の川浦川河床に約100m の範囲にわたって露出している．パミスレンズは肉眼で真珠状構造が識別できる．径 2 mm±の石英，斜長石，カリ長石，黒雲母を含む．タイプⅡは，ガラス質(SiO_2,77wt%)で淡青灰色を呈しパミスレンズに乏しく，加治田南東の保育園南(L03）と正眼寺短大北(L02）に分布している．鏡下ではビトロクラスティック組織が認められ，結晶はほとんど含まれていない．全体としては弱溶



第７図　栃洞溶結凝灰岩層（正眼寺短大北の崖）.
Fig. 7. Outcrop of the Tochibora welded-tuffs.
A：基盤岩　B：崖錐性礫岩　C：ガラス質凝灰岩
D：ガラス質溶結凝灰岩

結で，まれに炭化していない小木片を含む．加治田南東の保育園南では少なくとも２つのユニットが認められ，各ユニットは上下方向に弱溶結～非溶結の凝灰岩に移化し，最下部に層厚１mの淡黄色ガラス質凝灰岩を挟む．栃洞溶結凝灰岩は露出範囲は非常に狭く限られているが，栃洞南東の上位の火砕岩層中にしばしば１m以上の巨礫として含まれている．

正眼寺短大北(L02）のガラス質溶結凝灰岩（タイプII）について，ジルコンを用いたフィッション・トラック年代測定を行った．測定は京都フィッション・トラック社に依頼し，外部ディテクター法（Gleadow,1976）のうち，ジルコン結晶の外部表面で自発トラック密度を測定する方法(ED2；Gleadow,1981)により行われた（第 1表）．測定結果は，22.7±1.6Ma で，この数値は鳥居(1982)による K-Ar 年代測定結果，22.2±1.0Ma ともよく一致する．また，栃洞(L01，タイプＩ）と加治田南東の保育園南(L03，タイプII）の溶結凝灰岩について古地磁気方位がえられている（Hayashida *et al.*, 1991）.

２．糠洞火砕岩層

〔模式地〕　蜂屋町糠洞(L04)．野村(1986a）の下部層，矢島・藤田(1989)の下部層.

〔分布・層厚〕　地域北西部の夕田，栃洞から北部の糠洞，野地原に分布する．伊深正眼寺付近にもわずかに分布する．側方への岩相・層厚変化が激しく，夕田で15～20m,糠洞で最大50m以上，野地原東方で10m以下の層厚を示す.

〔岩相〕　下部層と上部層に区分される.

＜下部層＞　火山礫凝灰岩，凝灰岩，凝灰質シルト岩，凝灰角礫岩の互層からなる．夕田(L05，柱状図-4)，栃洞に分布．凝灰岩は白～灰白色で層理が発達し，部分的に微小な軽石に富む．凝灰質シルト岩は，うすい褐炭層と斜交層理の発達した軽石質の砂礫岩をともない連続的に追跡できる．凝灰角礫岩（層厚4m）は15cm±の角閃石デイサイト，石英斑岩，デイサイト質溶結凝灰岩の亜円礫や下位の栃洞溶結凝灰岩の巨礫からなり，級化層理が認められる．栃洞の川浦川河床では，火山礫凝灰岩が下位の栃洞溶結凝灰岩の岩片からできた不淘汰角礫岩を挟んで，下位層を覆う．夕田の基盤縁辺部では，チャート・砂岩からなる不淘汰角礫岩を挟んで基盤にア

第１表　栃洞溶結凝灰岩のフィッショントラック年代測定結果.
Table 1. Fission-track dating of the Tochibora welded-tuffs.

試料名	Ns	ρs	Ni	ρi	Nd	ρd	φ	年代値	結晶数
TO-02	426 (t)	6.43×10^{5} (t/cm^2)	543 (t)	8.19×10^{5} (t/cm^2)	1155 (n)	7.81×10^{4} (n/cm^2)	4.86×10^{14} (n/cm^2)	22.7±1.6 (Ma)	30 (粒)

Ns:自発フィッショントラック数
ρs:自発フィッショントラック密度
Ni:誘発フィッショントラック数
ρi:誘発フィッショントラック密度
Nd:標準ガラスの誘発フィッショントラック数
ρd:標準ガラスの誘発フィッショントラック密度
φ：熱中性子線量
熱中性子線量測定用標準ガラス:NBS SRM612
B 値:B = 6.23 $\times10^{9}$
ζ(zeta 値) ζ=371

バットする．夕田，栃洞(L06，柱状図-3）の層理の発達したシルト岩・砂礫岩から，*Alnus penepalensis, Ulmus appendiculata, Populus balsamoides* などの化石を産出する(Ina *et al.*, 1985)．本部層はこれらの事実から湖沼性堆積物であることは明らかで栃洞溶結凝灰岩堆積後，湖が形成されたことを示唆する．

＜上部層＞　層厚50m以上の安山岩質火山角礫岩からなる．栃洞南方から糠洞(L04)，野地原(L07，柱状図-5）に分布．角礫岩は連続性の悪い凝灰質砂岩・シルト岩（層厚4m 以下）を挟み，２つ以上のユニットからなる．各ユニットは級化層理が認められる．礫は普通10～40cmの角～亜角礫，15cm以下の円～亜円礫であるが，１m以上の角礫も認められる．基質は細粒本質物や発泡の悪い軽石に富み，まれに植物化石片が含まれている．礫種は角閃石安山岩，角閃石両輝石安山岩，輝石安山岩，石英斑岩，溶結凝灰岩，花崗斑岩などで，栃洞溶結凝灰岩の礫も普通にみられる．糠洞付近ではオパールの脈やノジュール，珪化した岩片が多く認められる．角閃石安山岩は，暗灰色緻密で斑晶の角閃石（0.5～2.5cm）が褐色ホルンブレンドでオパサイト縁をもつタイプと，淡灰色多孔質で角閃石が黒色のマグネシオホルンブレンドでオパサイト縁をほとんどもたないタイプに大別できる．角閃石両輝石安山岩，輝石安山岩の礫は上部ほど多くなる傾向がある．石英斑岩，溶結凝灰岩，花崗斑岩は異質岩片であるが，栃洞橋南の崖（L08）から糠洞（L04）にかけて，約60%の量比でこれらの岩片を含む角礫岩（層厚８m）が連続する．石英斑岩や花崗斑岩は変質しており，岩相的には濃飛流紋岩類あるいはそれにともなう酸性貫入岩類に類似している．これらの岩片は礫径30cm以上の角礫で，他地域から流入したとは考え難く，蜂屋累層の基盤内に濃飛流紋岩もしくはそれに相当する酸性岩類があり，火山爆発により供給された可能性が高い．本部層は野地原南(L09，柱状図-8）で層厚10m以上の不淘汰角礫岩を挟んで基盤にアバットする．

３．神坂砂岩層

〔模式地〕　川辺町神坂（M01，柱状図-14)．野村(1986a）の中部層，矢島・藤田(1989)の下部層．

〔分布・層厚〕　北東部の鹿塩神坂から笹洞，鯉下峠，山中，北部～中央部の田畑，野地原，糠洞から広橋にかけてほぼ連続的に分布．広橋北で17m.鹿塩地域では本部層最下部の不淘汰角礫岩が広い範囲で基盤にアバットしており，これより下位の部層は分布していない．

〔岩相〕　凝灰質砂岩，シルト岩，夾炭砂岩，軽石凝灰岩，火山円礫岩からなる．北東部では凝灰質砂岩・シルト岩を主としているが，北部～中央部では厚い砂礫岩が発達する．凝灰質砂岩・シルト岩は明瞭な層理があり，軽石凝灰岩や薄い褐炭層（50cm以下）を挟んで互層をなす．神坂，笹洞（M02)，鯉下峠（M03)，山中（M04）などの縁辺部では，凝灰質砂岩が層厚15m以上の不淘汰角礫岩・粗粒砂岩の互層に漸移し，基盤にアバットする．不淘汰角礫岩は様々な礫径のチャート・砂岩の角礫からなり，逆級化層理も認められる．糠洞から広橋(M06，柱状図－6)では，凝灰質砂岩を挟む厚い砂礫岩（層厚17m）が発達する．礫岩は全体として級化成層をなし，斜交層理が発達する．礫径は5 ～10cmのものが多く，礫種は下位の火砕岩類の再堆積物である．

神坂，野地原(M08，柱状図-8)の凝灰質砂岩・シルト岩から *Metasequoia occidentalis, Ulmus appendiculata, Alangium aequalifolium* などが産出する（Ina *et al.*, 1985)．　神坂，田畑，金谷北（M09）などの縁辺部の凝灰質砂岩には多くの珪化木が含まれている（野村・野村, 1984, Plate1, Fig.2)．

4．広橋火砕岩類

〔模式地〕 蜂屋町広橋（M10，柱状図-6）．野村(1986a）の中部層，矢島・藤田(1989)の中部層．

〔分布・層厚〕 地域西部の作洞，広橋付近から田畑，北東部の鹿塩地域に分布する．広橋で最大30m.鹿塩で10～15m.

〔岩相〕 おもに角閃石輝石安山岩自破砕溶岩を挟有する火山角礫岩からなる．

溶岩は，鹿塩地域の板橋(M11)，や笹洞(M12，柱状図-13)，吹洞(M13)，山中，野地原(M14，柱状図-8)，広橋北，糠洞（M05）などに分布する．水冷破砕構造の発達した自破砕溶岩で，火山角礫岩の比較的上部に岩塊状に挟在し，周囲に破砕のすすんだ本質岩片・本質細粒物・スコリアなどからできた緻密な breccia をともなうことが多い (Plate1,Fig.3)．岩質は暗灰色緻密な含石英角閃石斜方輝石単斜輝石安山岩（SiO_2 56～58 wt%）で石英，斜長石のゼノクリスト（1cm以下）を特徴的に含む．広橋北，糠洞（M05）には黒色緻密な斑状角閃石輝石安山岩（輝石 megacrysts 5mm±）の小規模な自破砕溶岩もみられる．

火山角礫岩は級化構造が発達し，縁辺部では珪化木片を多く含む．角礫の平均礫径は広橋で最大で側方へ減少する．広橋（M10）から糠洞（M05）付近では径20～40cmの角礫に富み，最大礫径は1.5mで，部分的に逆級化構造が認められる．礫種は溶岩と同質の全く発泡していない本質岩片のほかに，種々の角閃石安山岩，輝石安山岩などで，内部の気泡が方解石，オパール，沸石類のアミグダルに充塡された発泡のよい岩片もみられる．角閃石安山岩のほとんどは糠洞火砕岩層由来の類質岩片である．そのほか類質・異質岩片として石英斑岩，溶結凝灰岩，チャート，石灰岩などが含まれる．鹿塩地域では，火山角礫岩は層厚１m±の砂礫岩・シルト岩の挟みにより，層厚10m以下の 2つのユニットに分けられ，溶岩は上部ユニットに挟在する．角礫岩は細粒本質物や径10cm以下の本質岩片からなり，広橋でみられるような類質・異質岩片は認められない．田畑から野地原付近にも砂礫岩・シルト岩の挟みが連続し，局所的にスランプ構造が発達する．野地原（M16）では，径５～15cmの本質岩片や発泡の悪いスコリアに混じって，安山岩質の水冷火山弾が認められる．この火山弾は径30cmの楕円体で表面は緻密であるが内部には気泡があり，表面から内部に向かって不規則な割れ目が発達している（Plate2,Fig.3)．

広橋南方の切割り（M15）では，角閃石斜方輝石単斜輝石安山岩の小岩脈が高さ５m，長さ８mの範囲にみられる（Plate1,Fig.4)．岩脈は幅２m以下で破砕が著しく，径15cm以下の破砕礫と同質細粒物からなり，縁辺に緻密な breccia をともなう．暗灰色緻密な岩石で肉眼で確認できる大きさの石英のゼノクリストを多く含む．周囲の角礫岩の岩片とは異質であるが同質の溶岩は広橋火砕岩類の上部に普通にみられることから，この岩脈は広橋火砕岩類の溶岩を供給したフィーダーのひとつと考えられる．

鹿塩（M13）の斜方輝石角閃石単斜輝石安山岩自破砕溶岩について，20.6±2.0Ma という K-Ar 年代がえられている（野村，1986a).

5．鹿塩夾炭砂岩層

〔模式地〕 川辺町鹿塩神坂（M01，柱状図-14)．野村(1986a）の中部層，矢島・藤田(1989)の中部層．

〔分布・層厚〕 北東部の鹿塩地域では広い範囲で連続し，層厚10～15m．中央部の田畑から上則友，広橋では連続性に乏しく層厚は4m 以下である．

〔岩相〕 夾炭砂岩，火山礫凝灰岩，凝灰質砂岩，火山円礫岩からなる．鹿塩地域では夾炭砂岩が発達しているが，西方へ次第に薄くなり凝灰質砂岩・火山円礫岩へ漸移する．本部層の凝

灰質砂岩・火山礫凝灰岩は２～４㎜の斜長石（アンデシン）と角閃石の自形結晶，0.5～３㎝の粘土化した本質物を特徴的に含んでいる．この特徴によって連続性の悪い地域でも本部層の識別は可能である．

夾炭砂岩は黒褐色の褐炭と灰白色軽石凝灰岩の互層（層厚1.5～２m）をともなう．褐炭層は鹿塩地域北縁部の神坂，笹洞で最も厚く4mをこえる．鹿塩から田畑(M17，柱状図-10)にかけては，夾炭砂岩（層厚4～6m）と火山礫凝灰岩（層厚2～5m），塊状の凝灰質砂岩（層厚1～2m）が互層をなして連続的に追跡できる．田畑西方から上則友北（M18）にかけては，火山礫凝灰岩・凝灰質砂岩が認められるが，きわめて連続性が悪く，無数の網状の細脈に貫かれている．広橋（M19，柱状図-6)，上則友付近（M20）では凝灰質砂岩の基底部に火山円礫岩をともない，斜交層理が発達している．円礫岩は礫径５㎝以下の安山岩・玄武岩，スコリアからなる．

神坂，笹洞などの基盤縁辺部では層厚10m以上の不淘汰角礫岩が発達し，凝灰質砂岩・火山礫凝灰岩とインターフィンガーする．

神坂（M01）の夾炭砂岩・凝灰質砂岩から *Alangium aequalifolium, Acer ezoanum* などが産出する（Ina *et al.*,1985)．神坂，笹洞では本部層上部に立木状態の珪化木根部がよくみられる．

６．上則友火砕岩類

〔模式地〕　蜂屋町上則友（M21，柱状図-7)．野村(1986a）の中部層，矢島・藤田(1989)の上部層．

〔分布・層厚〕　中央部の広橋，上則友，田畑，金谷から北東部の鹿塩にかけて分布．上則友～田畑で最大30m．側方へ急激に薄くなり，北東縁辺部の神坂では８m以下である．

〔岩相〕　安山岩質および玄武岩質火山角礫岩からなる．顕著な溶岩流は認められない．火山角礫岩は径50㎝以上の岩塊と細粒本質物（泥質火山灰）に富む．礫径は上則友付近で最大３m，平均礫径も上則友から田畑西方で最大値を示し側方へ急激に減少する．礫種は種々の安山岩・玄武岩を主とするが，きわめて多種におよぶ．主なものは，カンラン石輝石安山岩(黒色斑状，輝石 megacrysts)，角閃石輝石安山岩，両輝石安山岩，角閃石安山岩，カンラン石輝石玄武岩，含石英角閃石両輝石安山岩などである．含石英角閃石両輝石安山岩は広橋火砕岩類のものとほぼ同質であるが，ほとんどの地域で50㎝±の巨礫として含まれ，量も多い．一部の角閃石輝石安山岩には角閃石単斜輝岩（hornbrende-pyroxenite）のゼノリス（径６㎝)を含むものがある．上則友（M21）から田畑西方（M22）では，まれに自破砕溶岩の小岩塊がみられる．溶岩の外形は礫状で最大径８m，内部は緻密であるが表面はやや多孔質である．岩質はおもにカンラン石輝石安山岩であるが，一部に斜長石斑晶をほとんど含まない斜方輝石単斜輝石カンラン石安山岩の高マグネシア安山岩が見つかっている（白木・野村,1989)．

上則友（M21）から田畑西方（M22，柱状図-10)では，下位の凝灰質砂礫岩・夾炭砂岩，基盤のチャート・砂岩，花崗斑岩，石英斑岩などの粗大な類質・異質岩片のブロックに富み，火山角礫岩の淘汰はきわめて悪い(Plate2,Fig.1)．チャートのブロックは最大径2.5mで内部の褶曲構造が保存されているものもある（Plate2,Fig.2)．凝灰質砂礫岩・夾炭砂岩のブロックは径３m～30㎝までさまざまであるが，多くの場合，葉理は保存されている．また，凝灰質砂礫岩のブロックは周囲の基質との境界は不明瞭であり，まれに岩塊状の自破砕溶岩にまきこまれているものもある．これらの事実は凝灰質砂礫岩・夾炭砂岩が水底堆積中に水中で噴火がおこり，噴出物の定着も水中であることを示唆する．上則友では粗大な類質・異質岩片に混じって発泡の悪いスコリアが多く認められる．

鹿塩地域では，火山角礫岩に級化構造が発達し，上則友や田畑西方のような異質岩片はほとんどみられず，層厚および礫径は縁辺部へ次第に減少する．

本質物が岩片・岩塊状で溶岩流が認められないこと，本質岩片が発泡していないこと，岩片が本質，類質を問わず角張った外形を呈し粗大な類質・異質岩片に富むこと，細粒本質物（泥質火山灰）に富みスコリアは緻密で発泡が悪いこと，部分的に砕片化した角礫が密集することなどから，上則友火砕岩類の火山角礫岩を供給した噴火はマグマが水と接触したために生じたマグマ水蒸気爆発であると考えられる．

広橋から糠洞へぬける峠の山頂（G01）には，斜方輝石カンラン石単斜輝石安山岩（単斜輝石megacrysts 5㎜±，インターサータル組織，SiO_2 55wt%）の岩片（径0.3～1.5m）と同質スコリアからなる塊状の小岩体が高さ8m，幅10mにわたって地表面から突出している（Plate2, Fig.4）．周囲の地層との直接の関係は確認できないが，明らかに構造的に不調和で，直径約10mのほぼ直立した岩体であること，スコリアを大量に含むことなどから，この岩体は火砕岩から構成されたネックであると考えられる．構成岩片に水冷構造がみられることやスコリアが緻密で発泡が悪いことは水中における噴出活動により形成されたことを示唆する．構成岩片の岩質は上則友火砕岩類の岩片とほぼ同質であることから，このネックは上則友火砕岩類の供給火道のひとつである可能性が高い．

7．金谷砂岩層

〔模式地〕 山之上町金谷（M23，柱状図-11）．野村(1986a）の上部層，矢島・藤田(1989)の上部層．

〔分布・層厚〕 北東部から南東部の鹿塩，田畑，金谷から南坂，中之番に分布．金谷で6m．

〔岩相〕 青灰～暗灰色の凝灰質砂岩を主とする．鹿塩地域では層理の明瞭な凝灰質細粒～中粒砂岩が薄い褐炭（層厚数㎝～数10㎝）や軽石凝灰岩を挟んで連続する．田畑，南坂，金谷では褐炭層はみられず，基底部に火山円礫岩が発達する．円礫岩は凝灰質砂岩を挟んで斜交層理が発達し，礫径5㎝±の下位の火砕岩類の再堆積物から構成される．鹿塩地域の南縁部や鬼飛山南東で不淘汰角礫岩を挟んで基盤にアバットする．これに対し，北縁部の六本松峠（M26）や奥神坂の山頂付近では基盤にオーバーラップする．笹洞，神坂（M25，柱状図-14），金谷の凝灰質砂岩から *Ulumus pseudolongifolina* , *Alangium aeqalifolium* などが産出する（Ina *et al.*, 1985）．

8．中川辺火砕岩類

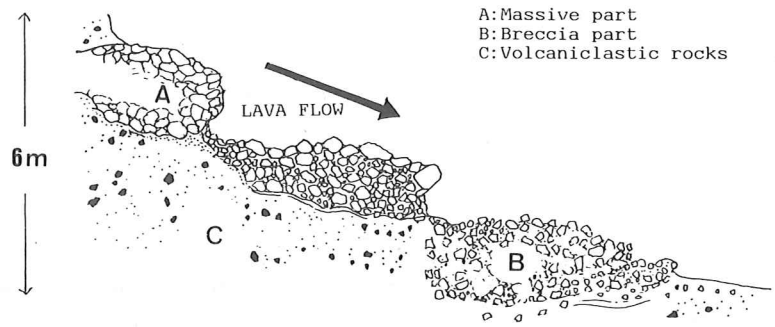
〔模式地〕 川辺町西栃井，川辺ダム下流400mの飛驒川河床一帯（M27，柱状図-15）．野村(1986a）の上部層，矢島・藤田(1989)の上部層．

〔分布・層厚〕 蜂屋累層では最も広範囲に分布する．層厚60m以上．主に上則友北から金谷，鹿塩地域，南坂，下則友，栃井付近の飛驒川河床一帯，飛驒川東方の日向，此洞などに分布．

〔岩相〕 おもに輝石安山岩およびカンラン石玄武岩の自破砕溶岩を挟有する火山角礫岩からなる．この層準の火砕岩類はエリオン沸石，灰十字沸石，輝沸石などの沸石類を岩片の空隙中に多く含むことで特徴的である．溶岩は，川辺ダム下流（M27），鹿塩（M28，柱状図-12），金谷（M29，柱状図-11），上則友北（M30），南坂（M31）などの地点で火山角礫岩の上部～最上部に，厚さ5m以下の水冷自破砕溶岩として挟まれる．岩質は主に斑晶のめだたない暗灰色緻密な斜方輝石単斜輝石安山岩（輝石斑晶1.5㎜以下，SiO_2 54wt%）である．

川辺ダム下流の飛驒川河床一帯には，多量の水冷自破砕溶岩流が露出している（Plate3, Fig.

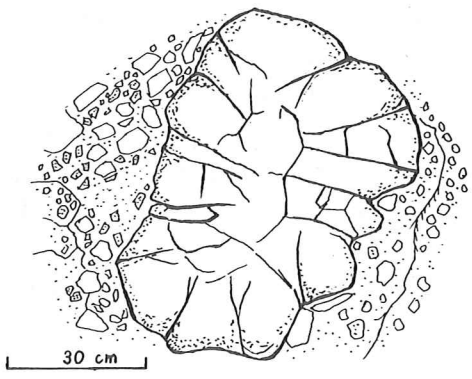
1)．溶岩流の多くは，北西から南東へ流動方向を示し，傾斜は南東へ10～20°で周囲の角礫岩とほぼ調和的で，数mから10数mの範囲で岩塊状のものから破砕のすすんだ角礫へ移化するのが観察できる（第8図）．溶岩の岩質は斜方輝石単斜輝石安山岩のほかに黒色緻密な単斜輝石カンラン石玄武岩（輝石斑晶2㎜±，カンラン石はスメクタイト化，SiO_2量 51wt%）と少量の斑状斜方輝石単斜輝石安山岩（単斜輝石megacrysts 6㎜±，斜長石斑晶 1.5㎜以下）が認められる．溶岩の周囲の角礫岩には，種々の安山岩・玄武岩の角礫，発泡の悪いスコリア，水冷構造の発達した玄武岩質岩片（第9図），珪化木片などのほか，内部の空隙（気泡）が沸石類，方解石，粘土鉱物などで充填された岩片も多くみられる．



第8図　中川辺火砕岩類，自破砕溶岩の産状（川辺ダム下流）．
Fig. 8. Autobrecciated lava in volcanic breccia of the Nakakawabe volcaniclast ic rocks.

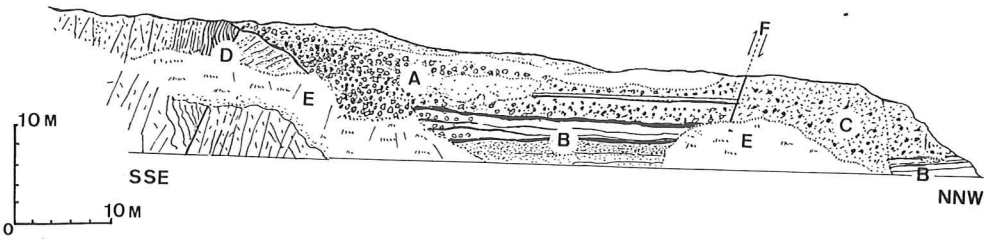
鹿塩から中之番（M32）にかけての地域では，層厚1m 以下の凝灰質砂岩･夾炭砂岩を挟んで角礫岩は2つのユニットに区分され，溶岩は上部のユニットに挟在する．田畑南西（M33）から上則友北（M34）では，径30～80㎝の類質･異質岩片に富み，葉理の保存された下位の砂岩･砂礫岩のブロック（最大径4m），チャート･砂岩のブロック（最大1.5m）も多く認められる．

地域中央部の上則友北の農道切割り（M30）では，地層は全体として30°南西へ傾斜し，自破砕溶岩や本質岩片に富む火山角礫岩の下位に，成層した淡黄色の凝灰岩・火山礫凝灰岩（層厚4m 以上）がみられる．凝灰岩は非常に細かい葉理が発達し起伏を埋めるように堆積している．火山礫凝灰岩・火山角礫岩の基質は細粒本質物からなり，発泡の悪いスコリアや輝石の結晶火山礫（径5㎜±，普通輝石）を多く含む．火山角礫岩は基底部にインパクト構造がみられ，軟泥礫（松田・中村, 1970）を含み，本質岩片はほとんど発泡していない．これらの事実から，この火山角礫岩・火山礫凝灰岩・凝灰岩は水底に噴出し流動定着した火砕流堆積物と考えられる．



第9図　水冷破砕構造の発達した岩片（川辺ダム下流）．
Fig. 9. Sketch showing the brock with water chilled structure.

田畑南方の道路切割り（G02）と上則友北の山頂付近（G03）にそれぞれ変質カンラン石単斜輝石玄武岩（単斜輝石 megacrysts 6㎜±，カンラン石は完全変質サポナイト化，斜長石も変質，SiO_2 50wt%）の小規模な貫入岩体が露出している．ともに著しい熱水変質をうけていて，多量の沸石類や方解石，粘土鉱物を含む（野村・野村, 1986）．田畑南方の岩体は幅10m,高さ2m



第10図 基盤にアバットする野上火砕岩層（信友）.
Fig. 10. Sketch showing the occurrence of the marginal part of the Nogami volcanic rocks.
A：不淘汰角礫岩 B：凝灰質砂岩・夾炭砂岩 C：火山角礫岩
D：基盤岩 E：表土 F：断層

にわたって露出し，水冷破砕構造が発達し，上部ほど破砕が著しく，破砕岩片の間隙は同質細粒物と凝灰岩で充たされている（第10図）．この凝灰岩は上述のM30地点のものとほぼ同質である．沸石類はソーダ沸石，トムソン沸石，灰十字沸石，方沸石などである．上則友北の岩体もほぼ同じ規模で露出し，菱沸石に富む．これらの岩体は露出範囲が狭く，孤立した岩体として存在するため周囲との関係が確認できないが，岩質から中川辺火砕岩類とした．田畑南方の岩体は，同質の溶岩流が認められないこと，未固結の凝灰岩をともなうことから，凝灰岩の水底堆積中に貫入し，噴出しえなかったストックの可能性がある．上則友北（M30）の単斜輝石安山岩自破砕溶岩から，19.8±2.1Maというk-Ar年代が得られている（野村，1986a).ほぼ同地点の自破砕溶岩から古地磁気方位がえられている（Hayashida *et al.*,1991）.

9．洞火砕岩層

〔模式地〕 川辺町下飯田・洞（U01，柱状図-17）．野村（1986a）の上部層．矢島・藤田（1989）の上部層.

〔分布・層厚〕 飛驒川東方の信友，山本から中山，洞，西洞，大門西に分布する．洞で25m.

〔岩相〕 下部層と上部層に区分される.

＜下部層＞ 層理の明瞭な凝灰質砂岩・シルト岩と塊状の火山礫凝灰岩の互層からなり，層厚変化・岩相変化に乏しく連続的に追跡できる．洞では凝灰質砂岩・シルト岩に薄い炭層が挟まれ，局所的にスランプ構造や小規模な砕屑岩脈（Hayashi,1966）が発達する．山本（U02）では発泡の悪いスコリア（径3～5㎝)と玄武岩，安山岩の破砕礫（径5～10㎝）からなる緻密な礫岩層が挟まれる．山本の火山礫凝灰岩は方沸石により交代された材化石片を含み，基地の空隙にもソーダ沸石や方沸石が生じている（野村・野村，1986）．此洞（U04)，日向などで下位の中川辺火砕岩類の凝灰角礫岩を覆うのが確認できる．また，信友（U03，柱状図-16），此洞，西洞（U05)などの縁辺部でチャート，砂岩の角礫からなる不淘汰角礫岩を挟んで基盤にアバットする.

＜上部層＞ 安山岩質ないし玄武岩質火山角礫岩からなり，両輝石安山岩自破砕溶岩の小岩塊を挟有する．層厚は洞で最大10mで側方へ薄くなり，信友で5mである．輝石安山岩自破砕溶岩は中山（U06，柱状図-18）から洞付近に分布する．暗青灰色を呈する両輝石安山岩で表面はやや発泡がよく不規則な割れ目が発達している．火山角礫岩は種々の安山岩，玄武岩の角礫ないし亜角礫（径5～50㎝）や凝灰質砂岩・シルト岩の礫，珪化木片を含む．此洞や大門西（U07）では，エリオン沸石，灰十字沸石，輝沸石を空隙中に含む岩片がみられるが，そのほとんどは中川辺火砕岩類由来の類質岩片である．洞から中山では下位のシルト岩との間の基底部に底痕

がみられ，シルト岩由来の未固結礫を不規則にまきこんでいる．この事実は，角礫岩がシルト岩の水底堆積中に流出し定着した水中乱流火砕堆積物（松田・中村, 1970）であることを示唆する（Plate3, Fig.2）．

10. 野上火砕岩層

〔模式地〕 八百津町野上大門西（U08，柱状図-20）．野村（1986a）の上部層，矢島・藤田（1989）の上部層．

〔分布・層厚〕 飛騨川東方の大門西，西洞から中山，信友に分布．大門西で最大25m,信友の道路切割り（U09）で10m.

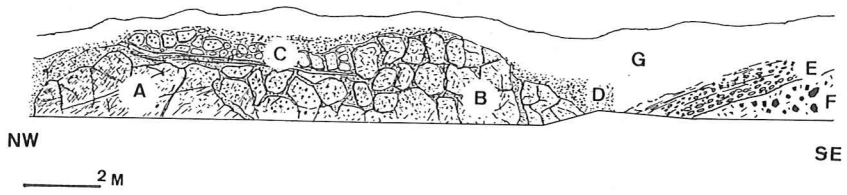
〔岩相〕 下部層と上部層に区分される．

＜下部層＞ 層理の明瞭な凝灰質砂岩・シルト岩の互層からなるが，側方への岩相変化・層厚変化が激しく，局所的に著しいスランプ構造が発達する．大門西の崖（U08）では下位より，スランプ構造の発達した凝灰角礫岩・凝灰質砂岩・シルト岩（層厚２m），成層した凝灰質砂岩・シルト岩・火山礫凝灰岩の互層（層厚17m），珪藻質泥岩（層厚1.2m）がみられる（Plate3，Fig. 3）．最下部のスランプ構造は葉理の発達した凝灰質砂岩・シルト岩が下位の洞火砕岩層の凝灰角礫岩の一部をまきこんで，波状の連続した褶曲構造を示す（Plate3，Fig.4）．このスランプ層は大門西の道路切割りでよく観察されるが，信友，西洞など西方または北方の地域へ追跡すると次第に褶曲が緩やかになり層厚も薄くなる．スランプ層より上部の凝灰質砂岩・シルト岩は数cm～数10cmの褐炭層を挟んでリズミカルな互層をなし，側方への連続性がよい．シルト岩は葉理が発達し，灰白～淡白色であるが，暗灰～暗褐色で堅硬緻密な珪質シルト岩もみられる．最上部の珪藻質泥岩（珪藻土）は灰白色～淡黄褐色を呈し，非常に細かい葉理が発達している．珪藻質泥岩の中には径２～10数cmの黒色の硬質緻密なレンズ状団塊（珪藻岩）が含まれている．珪藻質泥岩は大門西付近にだけみられるもので他地域では凝灰質シルト岩に移化している．大門西では砂岩・シルト岩・珪藻質泥岩が，方解石・モンモリロナイト・黄鉄鉱などからなる無数の細脈に貫かれている．

大門西，信友（U11）の縁辺部で不淘汰角礫岩を挟んで基盤にアバットする（第11図）．

大門西，西洞（U10），信友（U11），中山（U12）の凝灰質砂岩・シルト岩・珪藻質泥岩から，*Hemitrapa borealis, Alangium aequalifolium, Zelkova ungeri, Cladrastis aniensis* などの植物（Ina *et al.*, 1983,1985），*Caenis sp.,Phaneroptera sp.*,などの昆虫（藤山・野村, 1986），*Cyprininae, Xenocypridinae* などの淡水魚（小寺・野村, 1988），*Melosira praeodistan, Melosira praeislandica*（原，1986 MS）などの淡水生珪藻化石が産出する．

＜上部層＞ 安山岩質ないしは玄武岩質の凝灰角礫岩からなる．層厚５～８m．西洞（U13，柱



第11図 変質カンラン石輝石玄武岩の貫入岩体（田畑）．

Fig. 11. Sketch showing the dyke consist of olivine-pyroxene basalt.

A：塊状部，方解石に富む部分 B：サポナイト，ソーダ沸石，方沸石に富む部分 C：破砕部，灰十字沸石に富む部分 D：凝灰岩 E：砂礫岩 F：火山角礫岩 G：表土

状図-19)で小規模なカンラン石両輝石玄武岩の自破砕溶岩を挟む．凝灰角礫岩は礫の量が少なく，基質の量のほうがはるかに多い．礫は，種々の安山岩，玄武岩の亜角礫ないし亜円礫（径5～20cm）である．信友（U09）では顕著な級化層理が認められる．山口（U14）では最上部に凝灰質砂岩・シルト岩のスランプ層がみられる．信友，山口，西洞などで上位の中村累層の凝灰質シルト岩・砂岩互層に覆われる．

11. 伊深礫岩層

〔模式地〕 伊深町上切（I 01）

〔分布・層厚〕 北東縁辺部，伊深の南東に開口した基盤の谷間に谷埋状に分布．層厚20m以上．

〔岩相〕 本部層は詳細な層準が不明のため，柱状図（第3図）には記載していないが，分布と礫種から神坂砂岩層のなかの砂礫岩層の縁辺相の可能性が高い．淘汰のよい火山円礫岩とクロスラミナの発達した凝灰質砂岩からなる．礫岩は径5～10cmのエピクラスティックな円礫ないし亜円礫からなる．礫種は玄武岩，安山岩が最も多く，溶結凝灰岩，石英斑岩，砂岩，チャートなどである．玄武岩，安山岩礫は微小な沸石や方解石を含むことがある．基盤との関係は崖錐性の不淘汰角礫岩を挟んでアバットするのが間関峠南（I02）で確認できる．

12. 塩火砕岩類

〔模式地〕 可児市塩の可児川下流域一帯．吉田(1977)の塩累層，野村(1986a）の蜂屋累層中部～上部層，鹿野(1988)のオオド火山角礫岩層・花軒層・鬼ケ島凝灰角礫岩層・菅刈凝灰角礫岩層・茗荷凝灰角礫岩層・中切凝灰角礫岩層，矢島・藤田(1989)の蜂屋累層下部～上部層にあたる．

〔分布・層厚〕 地域南西部，木曽川以南の可児市塩，可児川下流域，菅刈および坂祝などに分布．層厚60m以上．

〔岩相〕 本研究では，この地域の火山岩の詳しい記載や分析がすすんでいないことや，木曽川以北の地域の火砕岩層との連続性が不明のため，細かい層序区分は行わず，概報にとどめる．

全体として木曽川以北の地域に比べると地層の傾斜が急で岩相変化が激しい．また，角礫岩の礫の密度が高く，部分的に自破砕溶岩が集中する．大脇（S01）から塩（S03）にかけての可児川下流域で連続的な層序が確認できる（柱状図-21）．最下部の基盤縁辺にはチャートを主とする崖錐性の不淘汰角礫岩があり，それより上位は，火山円礫岩，凝灰質砂岩，夾炭砂岩，火山角礫岩，水冷自破砕溶岩を挟む火山角礫岩が互層をなす．火山円礫岩には斜交層理が発達し，凝灰質砂岩は植物化石を含む．火山角礫岩の岩質は下部では，石英斑岩，濃飛流紋岩類などの異質岩片が多く，「双子岩」付近（S02）では輝石角閃石安山岩が，上部の「鬼ケ島」付近（S03）では，両輝石安山岩，角閃石輝石安山岩，カンラン石輝石玄武岩などである．溶岩は少なくとも2層準にわたって識別でき，比較的まとまった水冷破砕溶岩流をなすものと礫状に分離したもの（礫径1m以下）とが認められる（Plate4，Fig.1,Fig.2）．火山角礫岩には沸石類や方解石を空隙中に含む岩片や珪化木片がみられる．

菅刈(S05)，茗荷では層厚10m以下で火山角礫岩の礫径も小さく，珪化木に富む．田畑，中切，菅刈，帷子などで中村累層の凝灰質砂礫岩・シルト岩・夾炭砂岩に覆われる．

塩（S04）の角閃石輝石安山岩自破砕溶岩について18.3±2.0Maというk-Ar年代（未公表資料）がえられている．

13. 八百津礫岩層

八百津町の杣沢，丸山，味屋，錦織，伊岐津志などの基盤縁辺に分布する非火山性の不淘汰角礫岩を八百津礫岩層（仮称）として区分．従来，蜂屋累層の一部とされている（清野・石井，1927； 林, 1979など）．礫岩は崖錐性の様々な礫径のチャート，砂岩の角礫ないし亜角礫からなり，基質は同質細粒物で一部凝灰質である．火山岩の礫は認められない．部分的に級化層理が発達し薄い炭層を挟むところがある．木曽川沿いでは河岸段丘堆積層に被覆され，伊岐津志の一部地域で中村累層の凝灰質砂岩に覆われる．本層は，岩相としては蜂屋累層の砕屑岩層の縁辺相に似ているが，現在調査中で詳しい層位関係は不明のため地質図記載は割愛した．

(2) 地質構造

蜂屋累層は一般走向 N10°～60°E で，全体として緩やかに 5°～20°SE へ傾斜している．層厚は部層単位で変化が激しく，最大層厚部は下位層の最大層厚部に対して地層の傾斜方向へずれて位置する場合が多い．

中濃大橋付近の木曽川河床では，中村累層・平牧累層とともに大規模な向斜構造が認められる．向斜は NW-SE 方向の軸を有し，南翼が45°～10°NE に，北翼が10°SW へ傾いており，南方の広見付近まで追跡できる．

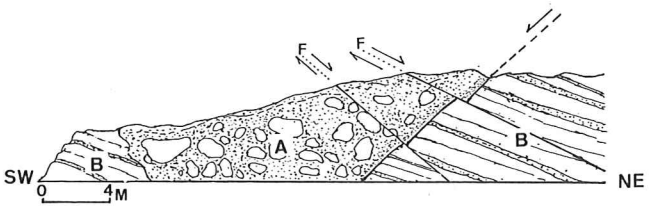
木曽川以北の地域では基盤の一般走向にそう NE～SW 性と，それに直交する NW～SE 性の 2 系列の断層が多い．金谷から，田畑南，広橋へぬける NE～SW 性の断層は地形上にもよく表れているが，いくつかの小断層から構成され連続的な主要断層は確認できない．塩地域では NS 性の小断層が多く，木曽川以北の地域に比べ構造はやや複雑である．飛騨川東方地域では，スランプ構造をともなう地層や小規模な砕屑岩脈が多くみられる．

神坂南方から鬼飛山北の鹿塩地域では，蜂屋累層が南東側の地塁状の基盤の高まりにたいして連続的な高角度の不整合面をもっていくつかの層準でアバットしている．不整合線は地質図状で直線的にあらわれ，その方向は基盤の一般走向とも一致する．矢島・藤田（1989）は基盤内の固結断層について調査をおこない，基盤との高角の不整合面は蜂屋累層堆積前の断層地形であることを指摘している．

田畑南方（M33）では，基盤と中川辺火砕岩類の火山角礫岩との間に N40°W,50°S の正断層がみられる（第12図）．断層で落ち込んだ火山角礫岩は，自破砕溶岩の岩片を含むほか，チャート・砂岩などの基盤岩や下位の砂礫岩・角礫岩のブロック（径 1 m±）に富み，基盤との境界にそってブロックや礫が配列している部分がある．このような火砕岩の産状は火道角礫岩やダイアトリーム（Lorenz,1986）にみられる特徴と似ているが，確実な証拠は得られていない．また，蜂屋累層には規模の大きな貫入岩体は確認されていない．

(3) 代表的な火山岩と沸石類

蜂屋累層の火山岩は火砕岩類の特徴柄，きわめて多種におよぶ．しかし，地質記載からも明らかなように，各層準の溶岩・本質岩片を識別していくと，岩質は下位より，流紋岩質→角閃石デイサイト質→角閃石輝石安山岩質→両輝石安山岩質→輝石カンラン石玄武岩質へと次第に塩基性に変化する傾向が認められる．ここでは詳しい岩石記載はおこなわないが，各層準（栃洞溶結凝灰岩層・広橋火砕岩類・上則友火砕岩類・中川辺火砕岩類）の代表的な火山岩標本31個について全岩化学分析を試みたので，その結果からえられたグラフのみ示しておく（第13図，第14図，第15図）．なお，図中には白木・野村（1989）の高マグネシア安山岩は含まれていない．分析は愛知教育大学蛍光X線分析装置を使用した．SiO_2 wt%でみると，栃洞溶結凝灰岩は72%，



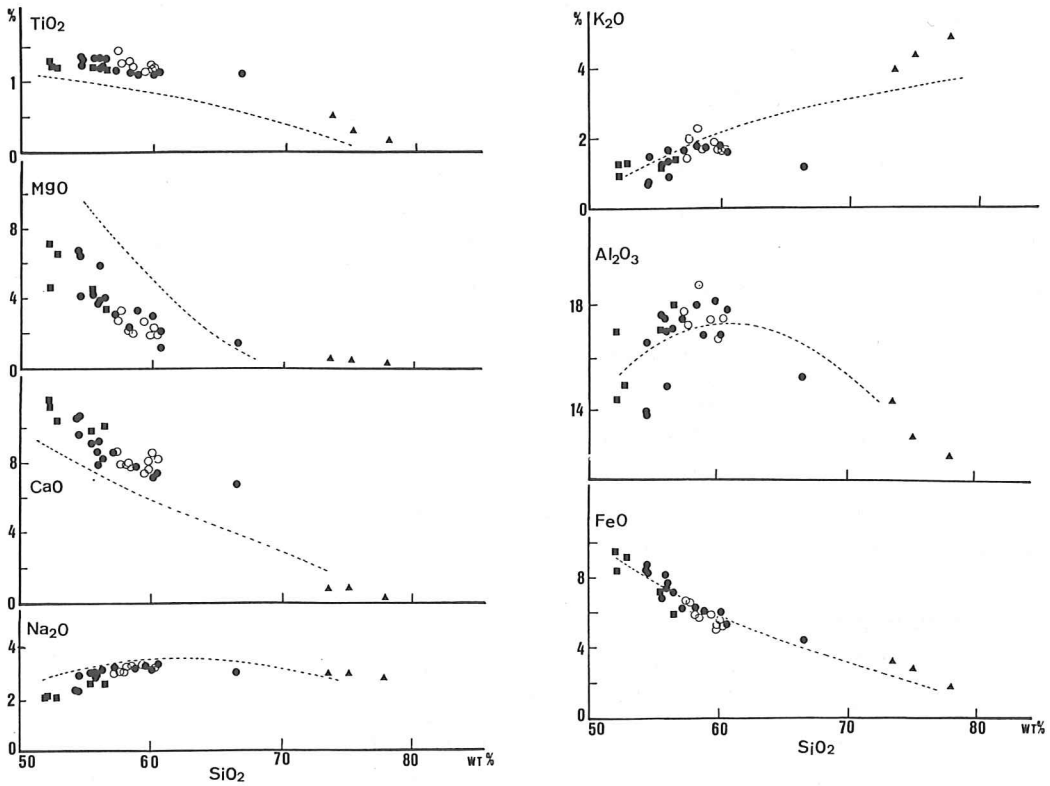
第12図 田畑南方の断層

Fig. 12. Sketch showing the fault at roadside in southern part of Tabata.

A：中川辺火砕岩類の火山角礫岩 B：基盤岩 F：小断層

77%,広橋火砕岩類は57～59%,上則友火砕岩類は53～59%,中川辺火砕岩類は50～55%の各領域を示す．中期中新世の瀬戸内火山岩類（沢井ほか,1985）と比較すると,蜂屋累層の火山岩は CaO, TiO_2に富み, MgO に乏しい．ダイアグラム上では，栃洞溶結凝灰岩層の流紋岩はソレアイト系列に，広橋火砕岩類・上則友火砕岩類・中川辺火砕岩類の安山岩・玄武岩はカルクアルカリ系列にプロットされる．

蜂屋累層の安山岩～玄武岩質の火砕岩類には多種の沸石類が含まれており，中川辺火砕岩類にとくに多くみられる（第3図）．糠洞火砕岩類は沸石類はみられずオパールが多く，一部の火砕岩は珪化している．これまでに確認された沸石類は，エリオン沸石，灰十字沸石，輝沸石，方沸石，ソーダ沸石，菱沸石，トムソン沸石，モルデン沸石，斜プチロル沸石である（野村・



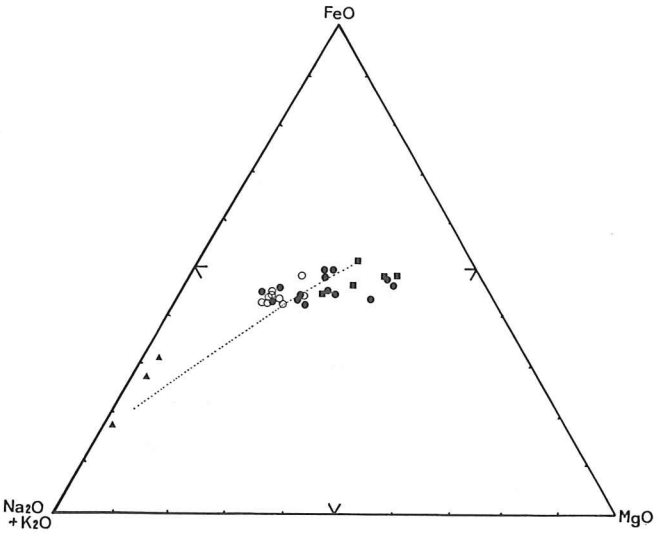
第13図 SiO_2 wt%に対する各酸化物の変化図

Fig. 13. SiO_2-oxides diagrams of some volcanic rocks of the Hachiya Formation.

▲： 栃洞溶結凝灰岩 ○： 広橋火砕岩類

●： 上則友火砕岩類 ■： 中川辺火砕岩類

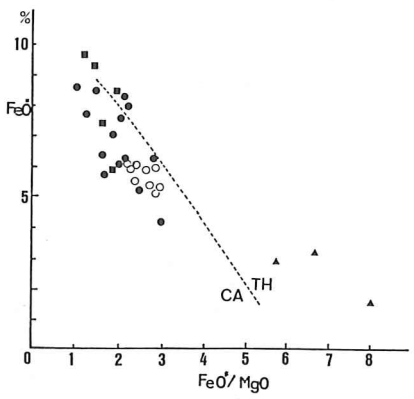
野村，1986，Plate4，Fig.3，4,5）．ほとんどが肉眼でも識別可能な程度の結晶の大きさで，菱沸石，灰十字沸石は比較的大きな結晶もみられる．斜プチロル沸石を除く沸石類はやや発泡のよい岩片（通常，径50cm以下）や噴出岩体の気泡をうめるアミグダルとして，また，空隙中に微小な結晶集合体をなしてみいだされる．斜プチロル沸石はモンモリロナイト，トリディマイトや黄鉄鉱とともに熱水性の細脈としてみられる．沸石類を含む岩片は自破砕溶岩の集中する噴出中心地域（推定される噴出中心地域については後述）にとくに多く，著しく変質している．しかし，ほぼ同一地点にみられる自破砕溶岩はほとんど変質していない．この事実から，これらの岩片に含まれる沸石類は後生的な熱水作用によって生じたのではなく原岩の固結とほぼ同時にマグマ残液から生成されたものと考えられる．蜂屋累層から産出する沸石類の組み合わせは，他地域の瀬戸内中新統からの報告例は全くなく，グリーンタフ地域にみられるもの（赤井ほか，1982；Simazu and Kawakami,1967；島津，1991など）と共通の種類が多い．しかし，蜂屋累層にはグリーンタフ地域のようなグリーン化や変質帯，熱水性金属鉱床などはみられない．



第14図　M(MgO)-F(FeO)-A(Na_2O+K_2O) 図

Fig. 14. M-F-A diagram of some volcanic rocks of the Hachiya Formation.

破線はDayly(1914) によるカルクアルカリトレンドを示す．記号は第13図と同じ．



第15図　FeO/MgOに対するFeO wt%図

Fig. 15. FeO/MgO-FeO relation of the volcanic rocks of the Hachiya Formation.

破線はMiyashiro(1974) によるCA（カルクアルカリ系列）とTH(ソレアイト系列）の境界を示す．記号は第13図と同じ．

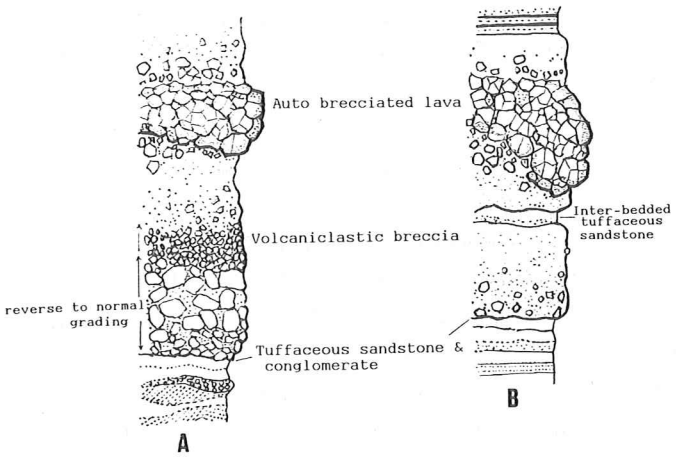
議　　論

(1)　火山の噴出環境と噴出様式

地質記載から明らかなように，蜂屋累層の堆積環境は湖沼性であり，火山活動も最下部の栃洞溶結凝灰岩を除き，大部分が水中でおこなわれた．火砕岩類に挟在する凝灰質砂岩・シルト岩などの砕屑岩類は植物，昆虫，コイ科淡水魚，珪藻群集などの化石を産することから，火山活動の休止期または静穏期の堆積物である．植物化石はほぼ全層準にわたって産出し，67種が確認され阿仁合型植物群に対比されている．冷温帯から暖温帯上部

にかけて分布する種が多く，当時の気候は現在の東濃地方よりもやや寒冷であったと推定されている（Ina *et al.*, 1983, 1985）．昆虫化石は，最上部の野上火砕岩層に産出が限られているが，全北区を中心とした広域分布属からなり，堆積当時の環境は疎林に囲まれた低地の湖沼であったと推定されている（藤山・野村, 1988）．ほとんどの層準の凝灰質砂岩・シルト岩は層厚10m以下で薄い褐炭を挟有し，一部には立木状の珪化木根や *Hemitrapa, Nelumbo* などの水生植物が産すること，火砕岩には珪化木が含まれ比較的発泡のよい岩片も認められること，溶岩の急冷周縁が薄いことなどから，湖沼の水深は浅かったと考えられる．一般に浅い水域で火山活動が生じた場合，マグマが地下浅所で水と接触して爆発的なマグマ水蒸気爆発（Phreatomagmatic eruption)がおこることが知られている（Fisher and Scmincke,1984）．近年，マグマ水蒸気爆発を含めた水底における火山活動とその噴出物に関する研究が進み，現世火山や地質時代の火山噴出物について様々な事例や噴火のメカニズムの解析が報告されている（中村, 1966；巽, 1983； 荒牧・早川, 1984；Lorenz,1986；山元・星住, 1988；山元, 1989；山岸, 1990など）．これらの事例と照らし合わせると，蜂屋累層の火砕岩類はマグマ水蒸気爆発による噴出物の特徴をよく示す．なかでも上則友火砕岩類はその顕著な例としてあげられる．ただし，蜂屋累層からはマグマ水蒸気爆発に特徴的なサージ堆積物は確認されていない．

次に，ひとつの活動期における噴火（一輪廻の噴火）の経過を推論してみる．ほとんどの堆積物は二次流動していることや，同じ層準でも地域によって噴火様式が異なることも考えられ，噴火の経過を推測することは容易ではない．しかし，広橋火砕岩類と中川辺火砕岩類は火砕岩の一次的な産状をよく残しており，噴火の経過を論じやすい．地質記載で述べたように中川辺火砕岩類の下部には本質物からなる水底火砕流様の堆積物があり，火山角礫岩の上部～最上部に水冷自破砕溶岩が挟有されている．広橋火砕岩類もほぼ同様に，溶岩は火山角礫岩の最上部に挟有されており，火山角礫岩の下部～中部ではスコリア，水冷火山弾などの降下火砕物や粗大な類質岩片に富む（第16図）．これらの事実から，溶岩の流出は爆発的噴火がおさまり，しばらくしてから行われたと推定される．したがって，噴火様式は「湖水域における爆発的噴火（マグマ水蒸気爆発）による火砕物の放出・水底火砕流の形成→降下火砕物の堆積と噴出の繰り返し・流動火砕物の堆積→溶岩流出・流動火砕物の堆積」というような一連の過程をとったと考えられる．熊谷（1991）および Kumagai and Fukao（1992）は川辺ダム下流域の中川辺火砕岩類に含まれている珪化木の年輪幅の変化を測定して，より細かいオーダーで火山活動史をとらえることを試み，中川辺火砕岩類にともなう火山活動が少なくとも17年間は続いたことを述べている．



第 16 図　火砕岩類の産状を示す模式柱状図（広橋火砕岩類）
Fig. 16. Columnar section showing the occurrence of the volcaniclastic rocks.
地点；A：広橋付近，　B：鹿塩付近

なお，最下部の栃洞溶結凝灰岩は，産状から，乾陸

上噴出の軽石流・火山灰流堆積物と考えられる．

(2) 火山活動の推移

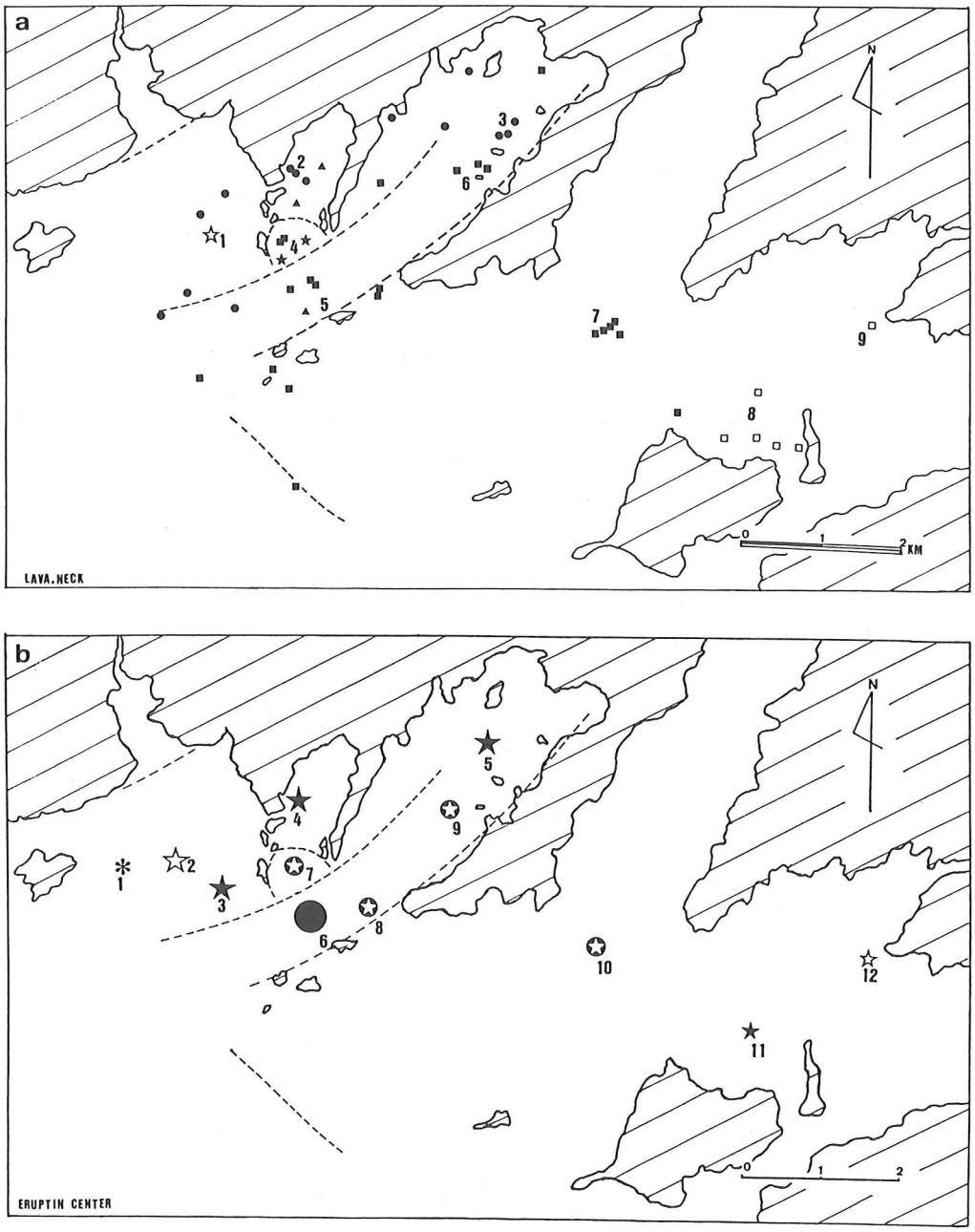
蜂屋累層の火山活動は火砕岩の層序，岩質変化から6期にわけられる（第2表）．

溶岩（自破砕溶岩の塊状部）および噴出岩体の分布，火山角礫岩の層厚および礫径変化，角礫岩に含まれる粗大な類質・異質岩片の量比，降下火砕物の量比，砕屑岩層の不連続，熱水脈の集中度などから各時期（ステージ）に応じて噴出中心が推定される．第17図-a,bには，確認された溶岩・噴出岩体・貫入岩体の分布と推定される噴出中心の分布を各々示す．塩地域にも塩火砕岩類(おそらく，第V～VI期)の溶岩が集中する部分があり，噴出中心が推定できるが，現在調査中のため図からは割愛した．これらの図に示されるように火山活動の噴出中心は，後期になるにしたがい，次第に北西部から東部および南東部の地域へ移動する傾向が認められる．なかでも広橋～上則友～田畑南方にかけての地域（第17図, a-1,4,5, b-3,6,7,8)は，溶岩の量が多いこと，噴出岩体や貫入岩体が集中していること，火山角礫岩の層厚が厚く粗大な類質岩片に富むことなどから，第III期から第V期にかけてのやや規模の大きい噴出中心地域であったと考えられる．とくに上則友～田畑南方では，径1 m以上の粗大な類質・異質岩片に富むことや本質細粒物が多いこと，深部岩石のゼノリスを含む岩片がみられることなどから，第IV期(上則友火砕岩類）の爆発的なマグマ水蒸気爆発により大型の爆裂火口（ダイアトリーム）が形成された可能性がある．第17図-bに示すように，各時期における火山の噴出部は，一つの地点あるいはいくつかの地点群から構成されることから，マグマの噴出は中心噴火の形式をとったと推定される．また，浅い水中で火山活動が行われたこと，マグマ水蒸気爆発のような爆発的な噴火を繰り返したこと，一時期における噴出物の量が少ないこと，噴出中心が移動していることなどから大型の山体は形成されず，一輪廻の噴火による小型の単成火山がいくつか形成されたと考えられる．したがって，蜂屋累層では，一連の火山活動によって形成された火山体は単成火山群としてとらえることができるかもしれない．

第18図には，塩地域も含めた堆積物の分布範囲から推定される各時期における湖沼（堆積盆）のおおよその規模と噴出中心の位置を示した．大きな湖沼の形成は第I期の溶結凝灰岩堆積後であるが，湖沼の拡大・移動は次の理由により火山活動の休止期に行われたと推定される．すなわち，休止期に堆積した斜交層理の発達した砂礫岩が鹿塩～蜂屋地域では

第2表　蜂屋累層の火山活動史.
Table 2. Volcanic activity of the Hachiya Formation.

期	地層名	噴火様式		主要な火山岩の岩質
VI	野上火砕岩層	マグマ水蒸気爆発を主とする水中火山活動	火山活動の衰弱	カンラン石両輝石安山岩 輝石安山岩
	洞火砕岩層			
V	中川辺火砕岩類 (19.8Ma)		溶岩流出量最大	変質カンラン石輝石玄武岩 輝石カンラン石玄武岩 両輝石安山岩
IV	上則友火砕岩類		爆発的噴火	カンラン石輝石玄武岩 角閃石輝石安山岩 カンラン石両輝石安山岩
III	広橋火砕岩類 (20.6Ma)		溶岩流出	含石英両輝石安山岩 含石英角閃石両輝石安山岩
II	棟洞火砕岩類		（湖沼の形成）	角閃石両輝石安山岩 角閃石安山岩 角閃石デイサイト
I	栃洞溶結凝灰岩層 (22.2Ma)	陸上噴火	軽石流・火山灰流	流紋岩



第17図－a 確認された溶岩・噴出岩体・貫入岩体の分布

Fig. 17 Index map of the distribution of lavas,necks and dykes.

●：第III期（広橋火砕岩類） ▲：第IV期（上則友火砕岩類）

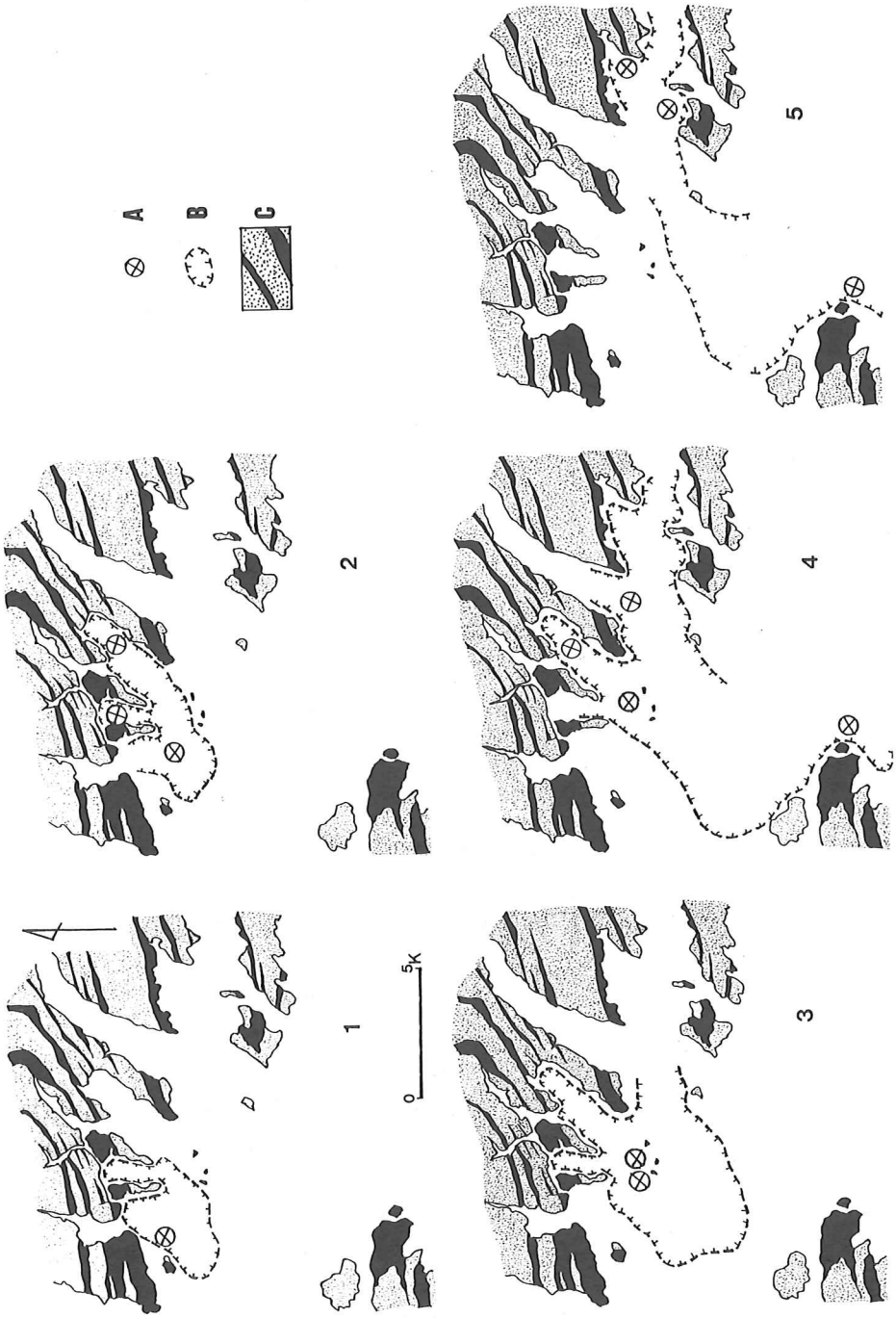
■：第V期（中川辺火砕岩類） □：第VI期（洞，野上火砕岩層）

地点；1：広橋，2：野地原，3：笹洞，4：田畑，5：上則友，6：鹿塩，7：中川辺，8：中山，9：西洞

－b 推定される噴出中心の分布

Index map of the distribution of the eruption area.

第Ⅰ期：1 第II期：2 第III期：3,4,5 第IV期：6 第V期：7,8,9,10 第VI期：11,12



第 18 図　噴出中心の移動と湖沼の拡大
Fig. 18. Map showing the development of the paleolake.
A：推定される噴出中心地域，　B：推定される湖沼の範囲，　C：基盤の分布
1：第II期，2：第III期，3：第IV期，4：第V期，5：第VI期

上部層ほど南東へ移っていること，砕屑岩層には湖沼（堆積盆）の縁辺部において近接する基盤岩から供給された崖錐性の礫岩が挟まれていること，砕屑岩層にはしばしばスランプ構造が発達することなどである．第18図に示すように湖沼（堆積盆）の拡大・移動方向と火山活動の噴出中心の移動方向はほぼ一致している．また，湖沼（堆積盆）は長軸を基盤の一般走向と平行なNE-SW方向に保ちながら，北西部から南東～南部へ移動している．溶岩や噴出岩体（第17図-a）はNE-SW性の断層に沿うように分布しているところもあり，蜂屋累層の堆積盆の拡大・移動と火山の噴出は，基盤の地質構造と密接な関連があることは明らかである．

ここで蜂屋累層の火山活動史を簡単にまとめると次のようになる．火山活動に先行して凹地が形成された．第Ⅰ期（栃洞溶結凝灰岩層）の火山活動は22Ma頃，地域北西部の陸上でおこり流紋岩質の軽石流・火山灰流が生じた．その後，湖沼が形成され，火山噴出は浅い水域でおこなわれた．湖の周囲には落葉広葉樹林が発達した．第Ⅱ期（糠洞火砕岩層）になると角閃石デイサイト質，角閃石安山岩質の活動があり，いくつかの休止期をはさんで噴火を繰り返した．末期には比較的長い休止期（神坂砂岩層）があり，湖沼は拡大した．第Ⅲ期（広橋火砕岩類）は，北部から北東部を中心に角閃石両輝石安山岩質の活動があり，溶岩も流出した．長い休止期（鹿塩夾炭砂岩層）の後，第Ⅳ期（上則友火砕岩類）にはマグマ水蒸気爆発による爆発的な噴火が中央部を中心におこった．溶岩はほとんど流出しなかった．休止期（金谷砂岩層）には湖沼は南部から南東部まで拡大･移動した．第Ⅴ期（中川辺火砕岩類，20Ma頃）になると，中央部から南東部を中心に広い範囲で両輝石安山岩質，輝石カンラン石玄武岩質の活動がおこり，溶岩が流出した．火山活動の最も盛んな時期で，南部（塩火砕岩類）でも火山噴火がおこった．第Ⅵ期（洞火砕岩層，野上火砕岩層）になると湖は東部および南部へ拡大・移動し，いくつかの休止期と小規模な噴火を繰り返し，末期（19Ma頃）には火山活動も静穏になり，淡水魚が生息するなど湖の環境も次第に安定化した．

(3) 蜂屋累層の地史学的意義

蜂屋累層の火山岩類の噴出年代は，22～19Maで，瀬戸内区では，この年代を示す火山岩類は報告されていない．山口県周防大島には瀬戸内火山岩類の下位に酸性凝灰岩，変質安山岩溶岩からなる「先瀬戸内系火山岩類」（鷹村，1973）が分布しているが，詳しい年代は判明していない．瀬戸内火山岩類は，14～12Maに，おもに古瀬戸内海が淡水化した地域で噴出し，サヌキトイド･ザクロ石デイサイト･ピッチストンなどの特徴的な火山岩から構成されている（巽，1983：Tatsumi,1983）．

野村（1986a）は蜂屋累層の火山岩類が沸石類に富み，年代・岩質などにおいて瀬戸内火山岩類とは異なることから，前期中新世の日本海側のグリーンタフ火山活動との関連性を指摘した．その後，蜂屋累層から瀬戸内火山岩類に特徴的な高マグネシア安山岩も発見された（白木・野村，1989）が，グリーンタフ地域でも古銅輝石安山岩の存在が確認されている（保科，1984）．22～19Maという年代は，北陸グリーンタフでは楡原期（～20Ma）末期から岩稲・医王山期（20～17Ma）にあたる（藤井ほか，1992）．楡原期は，河川成の礫岩・砂岩からなる楡原累層や臼中月長石流紋岩，西谷流紋岩などで代表される．岩稲期は，玄武岩～安山岩質の溶岩・火砕岩からなる岩稲累層，糸生累層（下部）などで代表され，医王山期は流紋岩質溶岩や溶結凝灰岩からなる医王山累層，糸生累層（上部）などで代表される．糸生累層上部には糸生湖成層が挟まれ阿仁合型植物やコイ科淡水魚，昆虫などの化石が産出している（三浦，1979：Yasuno, 1991など）．詳細な岩石学的検討が行われていないので明らかではないが，これらの堆積物，とくに岩稲，糸生累層と蜂屋累層を比較すると，岩相や噴出環境などに類似性が認められる．

最近，瀬戸内区や山陰北陸区の中新統の古地磁気の研究が進み，西南日本は前期中新世に日本海の拡大とともに大陸から分離し，移動・回転して現在の位置に到ったことが明らかになった（鳥居ほか，1985；林田・鳥居，1988；Hayashida *et al.*，1991；中島ほか，1991など）．グリーンタフ火山活動はこの日本海の拡大と関連があると考えられている．蜂屋累層からも古地磁気方位が得られており，上位の中村，平牧累層を含めた可児層群の中新統は平均偏角が49.9°（α_{95}＝9.7°），平均伏角が53.2°である（Hayashida *et al.*, 1991）．この結果は瑞浪層群から得られた結果と同様に時計まわりの偏りを示している．林田・鳥居(1988)およびHayashida *et al.* 1991)は，日本海の拡大過程を20～16Maにアジア大陸から西南日本が南方への平行移動により分離した時期と，16～14Maの西南日本の時計回り回転運動の時期の2段階にわけて考えている．蜂屋累層は第1段階にあり，西南日本がアジア大陸と地続きまたは分離を開始した時期の堆積物であると考えられる．このことはアジア大陸にレリックをもつコイ科淡水魚や沿海州の中新統とほぼ同種の淡水生珪藻（原，1986MS）の産出，上位の中村・平牧累層からの大陸生の哺乳動物の産出などの古生物学的資料からも支持される．新妻ほか(1985)やChiji *et al.* (1990)は日本海拡大前の日本列島の古地理図を復元し，グリーンタフ地域の堆積物にみられる阿仁合型植物群や，それにともなう淡水生珪藻群集の存在により内陸に広い淡水域を想定している．

これらの考えにもとづけば，蜂屋累層の火山岩類の活動は22～19Ma頃のグリーンタフ火山活動と同様に大陸縁辺部の湖水域における火山噴出によってもたらされた可能性が高く，西南日本弧の回転終了後に噴出した瀬戸内火山岩類とは異なる．蜂屋累層は瀬戸内区に属しながらもグリーンタフ的な要素をもっており，両者を結びつける鍵になる可能性もある．今後，蜂屋累層の火山岩類の成因をめぐり，グリーンタフ地域の火山岩との比較検討や火山層序の対比を含めた岩石学的な研究が待たれる．

謝　　辞

本研究は1982～1986年の愛知教育大学地学教室における卒業ならびに大学院修士研究の一部を基に，その後の研究資料を加えたものである．研究を進めるにあたり次の方々にご指導・ご支援戴いた．愛知教育大学・木村一朗教授，同・仲井豊教授，同・浦野隼臣教授，同・林唯一名誉教授，国立科学博物館地学研究部・松原聰博士，同・千葉とき子博士，山口大学理学部・白木敬一教授．また，岐阜県立加茂高等学校・鹿野勘次教諭には未公表資料の提供と野外での助言を戴いた．病気療養中ながら父・松光（前・東海高等学校教諭）の激励は精神的な支えであった．日本福祉大学・諏訪兼位教授，名古屋大学理学部・糸魚川淳二教授には励ましの詞を戴いた．ここに心より謝意を表します．なお，研究の一部に文部省科学研究費補助金（1988年度奨励研究B 63916023），愛知県私学協会特別研究費助成金(1987,1991年度）を使用した．

文　　献

赤井純治・黒川勝美・若林茂敬(1982)，角田－間瀬－寺泊海岸の地質と鉱物．新潟の地質，117-131.

荒牧重雄・早川由紀夫（1984)，1983年三宅島噴火の経過と噴火様式．火山，2,(29)，三宅島噴火特集号，24-35.

Chiji,M. and IGCP-246 National Working Group of Japan(1990), Paleogeography and environments during the opening of the Sea of Japan. In *Tsuchi,R edt. Pacific Neogene Events, Uni*

v. of Tokyo Press. 161-169.

Fisher,R.V. and Schmincke,H.U.(1984), *Pyroclastic Rocks, Springer-Verlag,Berlin*, 1-472.

藤井昭二・紺野義夫・中川登美雄(1992), 北陸地域における新第三系の層序対比と新第三紀古地理. 古日本海東縁の新第三系, 地質学論集 No.37,85-95.

藤山家徳・野村隆光(1986), 岐阜県蜂屋累層の前期中新世化石昆虫相. 瑞浪市化石博物館研報. No.13, 1-13.

原 学(1986MS),伊勢湾周辺地域中新統の珪藻化石. 愛知教育大学地学専攻科論文, 1-67P.

Hayashi,T.(1964), Clastic dike in Japan(1). *Jap. Jour. Geol. Geogr.,* 37,1-20.

林 唯一(1979), 美濃加茂断層. 愛知教育大研究報告 28,105-118.

林田 明・鳥居雅之(1988), 日本海西南部の拡大過程－古地理復元の試み－. 月刊海洋科学, 20,(11), 685-689.

Hayashida,A., Fukui,T. and Torii,M.(1991), Paleomagnetism of the early Miocene Kani Group in Southwest Japan and its implication for the opening of the Japan Sea. *Geophys. Res. Letters,* 18,1095-1098.

保科 裕(1984), 能登半島北部の新第三紀火山岩類－特に無斑晶質安山岩類について－. 地質学論集 No.24,45-48.

伊奈治行(1981), 瑞浪層群の化石 1 可児・瑞浪盆地の植物. 瑞浪市化石博物館専報, No.2.

Ina,H.,Nomura,T. and Kimura,I.(1983), Plants from the Miocene Hachiya Formation in Tono District,Gifu Pref.,Japan. *Bull. Mizunami Fossil Mus.,* No.10,1-22.

———・——— and ——— (1985), Additional plants from the Miocene Hachiya Formation in Tono District, Gifu Pref., Japan. *ivid.,* No. 12, 1-26.

糸魚川淳二(1980), 瑞浪地域の地質. 瑞浪市化石博物館専報 No.1. 1-50.

清野信彦・石井清彦(1927), 多治見図幅 7 万 5 千分の 1 地質図. 地質調査所.

小林孝男(1989), 岐阜県可児盆地東部の地質とウラン鉱化作用. 鉱山地質, 39 (2), 79-94.

小寺春人・野村隆光(1988), 岐阜県蜂屋累層の前期中新世コイ科魚類化石. 瑞浪市化石博物館研報, No.14,1-12.

熊谷博之(1991), 珪化木からさぐる地球のリズム. 月刊地球, 13, (7), 457-461.

Kumagai,H. and Fukao,Y.(1992), Resolving volcanic activity of 20 Ma ago with relative accuracy of 1Yr from tree rings of petrified woods. *Geological Research Letters,* 19, 19, 1859-1862.

Lorenz,V.(1986), On the growth of maars and diatrems and its relevance to the formation of tuff rings. *Bull.Volcanol.,* 48, 265-274.

松田時彦・中村一明(1970), 水底に堆積した火山性堆積物の特徴と分類. 鉱山地質, 20, 29-40.

三浦 静(1979), 北陸地方新第三系の火山層序について. 地質学論集, No.16,149-155.

Mizutani,S.(1964), Superficial folding of the palaeozoic system of central Japan. *Jour.Earth Sci., Nagoya Univ.,* 12. 17-83.

水谷伸治郎・小井土由光(1992), 金山地域の地質. 5 万分の 1 地質図幅, 地質調査所, 1-111.

中村一明(1966), タール火山1965年の岩漿性水蒸気爆発. 地学雑誌, 75, 93-104.

中村俊夫・藤井登美雄・鹿野勘次・木曽谷第四紀巡検会(1991), 岐阜県八百津町の木曽川泥流堆積物中の埋没樹木の加速器^{14}C 年代. 堆積学研報, 34, 139-141.

中島正志・林 昌代・中川登美雄(1991), 中新世における西南日本の 2 段階回転運動. 三浦静教授退官記念論文集, 105-119.

新妻信明・平 朝彦・斉藤靖二(1985), 日本海拡大前の日本列島. 科学, 55, 12,744-747.

野村隆光(1986a)，岐阜県南東部，中新統蜂屋累層の地質(予報)とK-Ar年代．地質雑．92，(1)，75-78．

————(1986b)，瀬戸内区中新世初期の火山活動－蜂屋累層の火山地質と噴出環境－．日本地質学会第93年学術大会演旨，171．

————・野村松光(1984)，岐阜県蜂屋層の珪化木について．名古屋地学，No.45-46，21-26．

野村松光・野村隆光(1986)，岐阜県，中新統蜂屋累層の沸石類（概報）．名古屋地学，48，1-10．

奥村潔・岡崎美彦・吉田新二(1977)，可児町の哺乳動物化石．平牧の地層と化石，21-45．

Quaternary research group of Kiso Valley and Kigoshi.(1964), Radiocarbon date of Kisogawa volcanic mudflows and its significance on the Wurmain chronology of Japan. *Earth Science,* 71, 1-7.

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．瀬戸内区の特性地．団研専報 No.29，131-142．

鹿野勘次(1988)，岐阜県可児市西部地域における中新統の層序．岐阜県地学教育，49-57．

島津光夫(1991)，グリーンタフの岩石学．共立出版．172p.

Simazu, M. and Kawakami,T., (1967), Distribution of zeolite and minerals in the Maze basalts, Niigata Pref.,Japan. *Sci.Rep.Niigata Univ.,* E.17-32.

白木敬一・野村隆光(1989)，岐阜県美濃加茂市下部中新統蜂屋累層の高マグネシア安山岩．日本の高マグネシア安山岩．143-148．

鷹村　権(1973)，山口県大島付近の第三紀火山岩類．岩鉱 68，329-340．

巽　好幸(1983)，小豆島の火山地質－瀬戸内火山岩類の噴出環境－．地質雑，89，(12)，693-706．

Tatsumi,Y.(1983), High magnesian andesite in the setouchi volcanic belt,southwest Japan and their possible relation to the evolutionary history of the shikoku inter-arc basin. T.W.C. Hilde and S. Ueda ed., Geodinamics of the western Pacific-Indonesian region. A.G.U. Geodinamic Series No.11，143-158．

鳥居雅之・林田明・乙藤洋一郎(1985)，西南日本の回転と日本海の誕生．科学，55，47-53．

鳥居　孝(1982)，犬山市史 地形・地質．犬山市教育委員会，23-56．

Uemura,T.(1961), Tectonic development of the Miocene sedimentary basins of east Mino,Central Japan. *Jour.Earth.Sci.Nagoya Univ.,* 9, (2), 394-417.

Yabe,H.(1921), Recent stratigraphical and palaeontological studies of the Japanese Tertiary, Special Publ. *Bernice P., Bishop Museum,* 1,775-796.

矢島一昭・藤田至則(1989)，岐阜県美濃加茂市付近の中新世前期の可児陥没盆地．陥没－その構造・機構・応用－，地団研専報，No.36，73-84．

山岸宏光(1990)，水中火砕岩に関する1980年代の研究と水中溶岩のいくつかの実例．地球科学，44，(6)，295-307．

山元孝広(1989)，マグマ水蒸気爆発の特性とメカニズム；Vapor Explosion Model による噴火事例の検討．火山第2集，34，(1)，41-56．

————・星住英夫(1988)，丹後半島新第三系の層序と中期中新世の火山活動．地質雑，94，10，769-781．

Yasuno,T.(1991), A new specimen of the Cyprinid from the Miocene Ito-o formation,Fukui Pref., Central Japan. *Prof.S.Miura Mem.,* 29-33.

Yoshida,S.(1963), Stratigraphy and petrography of the Miocene Kani group in the western part of the Kani basin, Gifu Pref. *Bull.Aichi Gakugei Univ., X* II, 61-80.

吉田新二(1977)，可児町の地質．平牧の地層と化石，可児町教育委員会，3-16．

Plate 1

Fig.1. 栃洞溶結凝灰岩層の露頭（加治田南, L03地点), 1：崖錐性角礫岩, 2：溶結凝灰岩
Fig.2. メタセコイア珪化木（金谷北, M09地点).
Fig.3. 広橋火砕岩類, 火山角礫岩に挟まれる角閃石斜方輝石単斜輝石安山岩の自破砕溶岩（鹿塩板橋, M11地点).
Fig.4. 広橋火砕岩類, 水冷破砕のすすんだ斜方輝石単斜輝石安山岩のフィーダー岩脈（広橋南, M15地点), FD：岩脈.

2
4
FD
1
3
2
1

Plate 2

Fig.1. 上則友火砕岩類, マグマ水蒸気爆発によってできた火山角礫岩(上則友, M21地点).
Fig.2. 上則友火砕岩類, チャートのブロック (上則友, M21地点).
Fig.3. 広橋火砕岩類, 安山岩質水冷火山弾 (野地原, M16地点).
Fig.4. 上則友火砕岩類, カンラン石輝石玄武岩質のネック (広橋北, G01地点).

2



4



1



3



Plate 3

Fig.1. 中川辺火砕岩類，斜方輝石単斜輝石安山岩の水冷自破砕溶岩（川辺ダム下流，M27地点）.

Fig.2. 洞火砕岩層，水中乱流火砕堆積物（火山角礫岩）と凝灰質砂岩･シルト岩互層（洞，U01地点）.

Fig.3. 野上火砕岩層，珪藻質泥岩（矢印にはさまれた部分，層厚1.2m），これより下位は凝灰質砂岩・シルト岩，上位は凝灰角礫岩（大門西，U08地点）.

Fig.4. 野上火砕岩層，スランプ構造の発達した凝灰質砂岩･シルト岩（大門西，U07地点）.



2



4



1



3

Plate 4

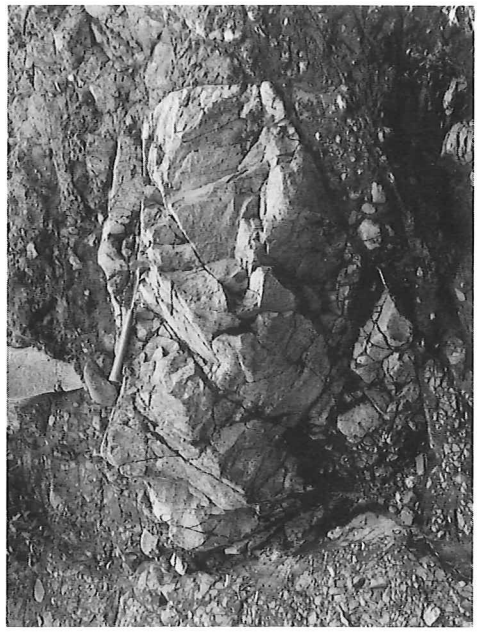
Fig.1. 塩火砕岩類，輝石安山岩質の水冷自破砕溶岩（可児川, S03地点).

Fig.2. 塩火砕岩類，輝石安山岩の礫状の水冷自破砕溶岩（可児川, S02地点).

Fig.3. エリオン沸石，母岩は中川辺火砕岩類の玄武岩（採集地：川辺ダム下流の礫), ×0.3

Fig.4. 菱沸石，母岩は中川辺火砕岩類の変質カンラン石玄武岩(採集地：上則友北, G03地点の岩体), ×0.5

Fig.5. 灰十字沸石，母岩は中川辺火砕岩類の変質カンラン石玄武岩（採集地： 田畑, G02地点の岩体). ×1.0



2



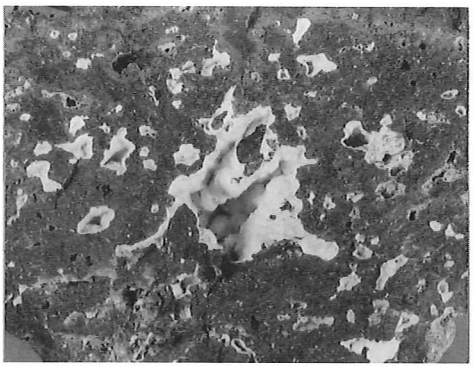
5



4



1



3