

## 岡山県阿哲台のトゥファ

### —地質・地形・水質からみたトゥファの堆積条件と堆積機構—

中 孝仁\* 狩野彰宏\*\* 佐久間浩二\*\*\* 井原拓二\*\*

Takahito NAKA, Akihiro KANO, Koji SAKUMA and Takuji IHARA (1999) Tufas in the Atetsu Plateau, Okayama Prefecture, Japan, -Geological, geographical, and geochemical conditions and processes of tufa deposition-. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 50 (2), p. 91-116, 16 figs., 1 table.

**Abstract:** A tufa is a freshwater and open-air carbonate which is potentially important for the reconstruction of Quaternary terrestrial environments. Ubiquitous occurrence of tufas is the prominent feature of the Atetsu Limestone Plateau, Okayama Prefecture, southwest Japan; the 36 locations of the tufas, including 23 newly found, make up the largest number among the limestone areas in Japan. Analyses of water chemistry indicate that the most critical chemical condition for tufa deposition is a saturation index for calcite larger than 0.5. The water acquires such supersaturating firstly by dissolving  $\text{CaCO}_3$  in an underground water system, and then by degassing  $\text{CO}_2$  after issuing from a spring. Effective  $\text{CO}_2$ -degassing is achieved by turbulent flowing over a certain distance. In the Atetsu Limestone Plateau, the latter hydrological condition is met for the tufa-depositing waters by their flowing down on more than 20m high steep slope. These waters generally appears at the lithological (or thrust) boundaries between limestone and other rock type. Whether or not the water appears is strongly controlled by the relation between the lithologic boundaries, topography, and underground water level. Many locations in the Atetsu Limestone Plateau fit these geological and geographical prerequisites. This partly explains the ubiquitous occurrence of tufas in the plateau.

#### 要 旨

トゥファは、天水起源の冷水から地表で堆積する炭酸塩であり、第四紀の陸域古環境解析のために極めて有用な試料である。岡山県阿哲台は、石灰岩が広く分布し日本最大のトゥファ密集地域である。今回、阿哲台で新たに発見した23地点を含む36地点のトゥファを、地球化学的・地形学的・地質学的に検討した。トゥファの堆積に最も重要なのは、水が0.5以上の方解石に対する飽和度指数 (SIC) をもつことである。このような高過飽和度の水は、石灰岩岩体中の地下河川を通過して、なおかつ、主要河床面から十分な (20m 以上の) 比高を有する石灰岩台地縁の急傾斜地に湧出し  $\text{CO}_2$  を脱ガスすることで形成される。また、トゥファを堆積させる水は、石灰岩と非石灰岩の岩相境界 (または衝上断層) と高角断層沿いから湧出する。水の湧出は、石灰岩と非石灰岩の岩

相境界面・台地斜面・地下水面の間の関係に強く規制されている。阿哲台ではトゥファ堆積のための地形・地質条件が満たされている場所が多く、そのため至る所でトゥファが堆積していると考えられる。

#### 1. はじめに

トゥファ (tufa) とは、石灰岩分布域の谷床などに認められる、孔隙質で、微粒の方解石がゆるく固結した炭酸塩堆積物である。トゥファは、石灰岩分布域に降った天水起源の冷水 (ambient temperate water: その地点での年間平均気温に近い温度の水) から地表で堆積する。温泉水から堆積する炭酸塩はトラバーチン (travertine)、鍾乳洞内で沈殿するものは鍾乳石であり、一般的にトゥファとは区別されている (Ford and Pedley, 1996)。

トゥファは熱帯～温帯域の石灰岩分布域に普遍的にみられ (Pentecost, 1995)、新第三紀以降のものが世界各地で見いだされている (Sturchio *et al.*, 1994; Ford and Pedley, 1996; 吉村ほか, 1996c など)。日本国内では1995年以降、西日本の石灰岩分布域を中心にして、過去

\*地質調査所地質部 客員研究員 (Guest Researcher, Geology Department, GSJ)

\*\*広島大学理学部地球惑星システム学教室 (Department of Earth and Planetary Systems Science, Faculty of Science, Hiroshima University, Higashi-hiroshima, 739-8526, Japan)

\*\*\*大和地質研究所 (Daiwa Geological Laboratory, Sendai, 980-0824, Japan)

Keywords: tufa, travertine, carbonate, limestone, geological structure, geography, hydrology, geochemistry, Atetsu Plateau, Okayama Prefecture, Holocene

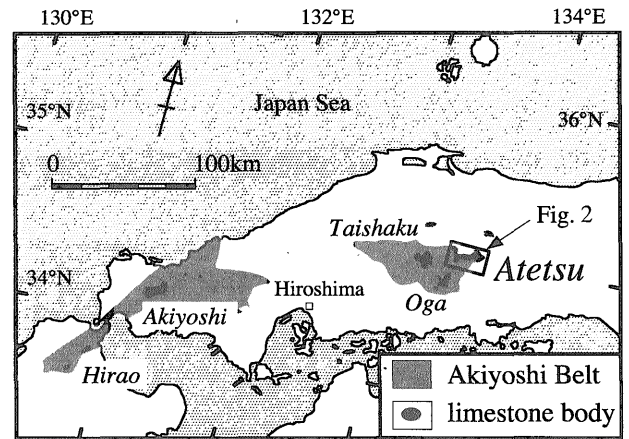
のある時期から堆積を始め現在も堆積中のトゥファと、過去に堆積し現在は堆積を中止しているトゥファ(古トゥファ; paleotufa)の存在が明らかになってきた(吉村ほか, 1995, 1996a; 浦田ほか, 1997; 兼子ほか, 1997; Kano *et al.*, 1998).

トゥファなどの淡水成炭酸塩堆積物は近年, 第四紀の陸域古環境を解析するための極めて有用な試料であると認識されている(狩野, 1997). それは, 淡水域は海水域に比べ, 気候条件の微小な変化により敏感な環境であるため, 淡水成炭酸塩堆積物を用いると精度の高い古環境解析が可能になると考えられているからである. さらに, トゥファなどの淡水成炭酸塩堆積物にしばしば認められる気候の経年変化を反映した縞模様は, 正確な時間尺度を提供すると考えられるからである.

このような観点から近年, 日本を含む世界各地でトゥファは, 特に地球化学的に, 活発に研究されるようになってきた. Pentecost (1995) や Ford and Pedley (1996) などのまとめによれば, トゥファの成因は次のように考えられている. トゥファが堆積している石灰岩分布域では, 土壌層で大量の二酸化炭素を溶解した天水が, 石灰岩岩体中を浸透する過程で, 溶解平衡に達するまで炭酸カルシウムを溶かし込む. この様な水が地表に湧出すると, 地下水系で保たれていた高い平衡二酸化炭素分圧と大気の間非平衡の状態が生じ, 水から二酸化炭素が脱ガスする. この脱ガスの進行に伴い, 水の方解石に対する過飽和度が増加し, 方解石の沈殿(トゥファの堆積)が起こる.

また, トゥファを堆積させる水質についての検討も進んでいる. 例えば, Kano *et al.* (1998) は, トゥファの堆積には, 水の方解石に対する飽和度指数(SIC)が重要な指標となることを指摘し, SICが0.5以上の高い過飽和度を持つ水からトゥファが堆積していることを示した.

さらに最近, トゥファを生物誘導型堆積物(biologically-induced sediment; Lowenstam, 1981)ととらえた研究も行われている. 生物誘導型堆積物とは, シアノバクテリア等の微生物の代謝に関連して生成した堆積物であり, 近年, 研究対象として注目されている(たとえば, 田崎, 1997). トゥファの多くはその表面に微生物やコケ類を伴って堆積する. トゥファの表面に生息する生物のうち, 特に普遍的に認められるシアノバクテリアは, 1) Caイオンを吸着する性質によって方解石の核形成を促進し(Pentecost and Riding, 1986; Tazaki and Ishida, 1996), 2) 光合成により局所的に過飽和度の極めて高い微環境を作るため(Shiraiwa *et al.*, 1993; 吉村ほか, 1996b), トゥファの堆積に密接に関連していると考えられている. そこで, 吉村ほか(1996a, b, c)などは, 微生物の関与という点を重視し, 冷水・温水あるいは地下・地上を問わず生物誘導により陸域で堆積した炭酸塩に対してトゥファと呼ぶことを新たに提案してい



第1図 秋吉帯に属する主な石灰岩体(平尾・秋吉・帝釈・大賀・阿哲)の分布.

Fig. 1 Locations of limestone bodies (Hirao, Akiyoshi, Taishaku, Oga, and Atetsu) in the Akiyoshi Belt, southwest Japan.

る.

トゥファにしばしば認められる縞模様についての検討も活発に行われている. トゥファの断面には縞状組織が観察されることが多いが, この縞状組織に対して垂直的に連続して酸素・炭素同位体や微量元素を分析すると, それらの値が環境条件を反映して変動することが明らかとなっている(狩野・渡邊, 1998; 松岡・坂井, 1998; 藤野・吉村, 1997). 縞状組織は, トゥファの表面に生息していたシアノバクテリアの成長速度の季節的変動を反映して発達するので, 年輪とみなすことが可能である(Chafetz and Folk, 1983; 武邊ほか, 1996; 藤井・井原, 1998). 私たちが, 阿哲台で確認したトゥファの最大縞数は数百程度である. したがって, トゥファの縞状組織を地球化学的に解析すれば, 現在を起点として確定した時間軸の中で, 現在から過去数百年までの古環境情報が得られると期待できる. さらに, 古トゥファの年代を炭素放射年代等により確定すれば, 第四紀の古環境情報も得られよう.

以上のように, トゥファの成因やその形態的特徴は明らかとなってきたことが多い. しかし, トゥファを堆積させる水の形成機構については未だ不明な点もあり, さらに, トゥファの堆積と地質・地形条件の関わりについてはほとんど研究されておらず, 検討課題として残されてきた(狩野, 1997).

私たちは, トゥファの堆積条件と堆積機構を明らかにするために, 秋吉帯に属する石炭系~ペルム系の石灰岩が広く分布する岡山県阿哲台(第1図)を研究対象地域として選び, 阿哲台の地形・地質・水質について検討を進めてきた. そして, 阿哲台の13地点からトゥファを発見し, 水の地球化学的分析結果について報告した(Kano *et al.*, 1998). 阿哲台は, 現在までの所, 国内で最大のトゥファ密集地域と考えられている(Kano *et*

al., 1998).

本論ではまず、阿哲台の地形・地質・水質と、トゥファの分布・形態を記載する。そして、特に重点的に調査を行なった阿哲台東部の岡山県北房町城山地域の検討結果を中心にして、トゥファの堆積には、堆積を規制する水質条件を獲得するために、局所的な地質条件や地形条件が深く関与していることを明らかにする。

## 2. 阿哲台の地形・地質・トゥファの分布と水質

阿哲台とは、広義には岡山県中西部の新見（にいみ）市南部・高梁（たかはし）市北部・北房（ほくほう）町・哲多（てった）町・有漢（うかん）町北部周辺の広い地域を指す名称であり、狭義には同上地域の石灰岩分布域に広がる台地を指す。本論では、阿哲台を広義の地域を表す名称として用い、石灰岩分布域に広がる台地は、石灰岩台地、または阿哲石灰岩台地と呼ぶことにする。

今回、阿哲台全域において、トゥファの分布状況を調査し、Kano *et al.* (1998) で報告された13地点以外に新たに23地点でトゥファを発見した。これらのトゥファは、人為的に破壊された2カ所を除き、現在も堆積中のトゥファである。

本章では、阿哲台全域の地形・地質・トゥファの分布と水質を記載する。阿哲台全域の地質図を第2図に示す。

### 2.1 阿哲台の地形

阿哲台は、起伏の緩やかな高原状の地形を呈し、標高400-600mに、中国地方に広く分布する侵食平坦面である吉備高原面が広がる。阿哲台は、吉備高原面を貫流する主要河川により、いくつかの小台地に分断されている。主要河川は、南東へ流れる高梁川、高梁川の支流で北へ流れる本郷川・南西へ流れる小坂部（おさかべ）川・南へ流れる佐伏（さぶし）川と、東へ流れる備中（びっちゅう）川やその支流で北へ流れる中津井川である（第2図）。阿哲台の最高点は標高688mで、最も低い高梁川・備中川の河床面高度は、第2図の範囲内で標高125-180mである。

阿哲台の地形は地質に密接に関連している。すなわち、石灰岩分布域と非石灰岩分布域では地形の特徴が大きく異なる。石灰岩分布域では、標高400-500mに、起伏の緩やかな阿哲石灰岩台地が広がる。石灰岩台地縁辺の急傾斜地は、谷地形がほとんど見られず、ほぼ一定の傾斜角を持つ斜面となっている。一方、先第三系の非石灰岩分布域は、一般に急傾斜地を成して、谷地形が発達する。

小台地と小台地を区切る主要河川沿いには、最大幅1.5km程度の範囲で平坦地～緩傾斜地が認められる。こ

の平坦地～緩傾斜地は、第三系と第四系の堆積岩類・堆積物から構成されている。高梁川や佐伏川沿いの平坦地～緩傾斜地は、地形と地質の解析から5つの地形面に区分されている（滝田・村中, 1970; 阿哲団体研究グループ, 1970; 新見市教育委員会, 1972; 高安, 1973; 河野・高安, 1987）。これらは高位から下位に、主要河川床からの比高（以下同じ）約100mの谷合面・比高20-25mの井倉面・比高10-13mの桑原面・比高3-7mの唐松面の各段丘面と、比高0-1mの沖積面である。なお、鍾乳洞の開口部や横穴部の標高を考慮して、谷合面の上位に川底からの比高160mの段丘面をさらに設定する場合もある（滝田・村中, 1970; 新見市教育委員会, 1972）。

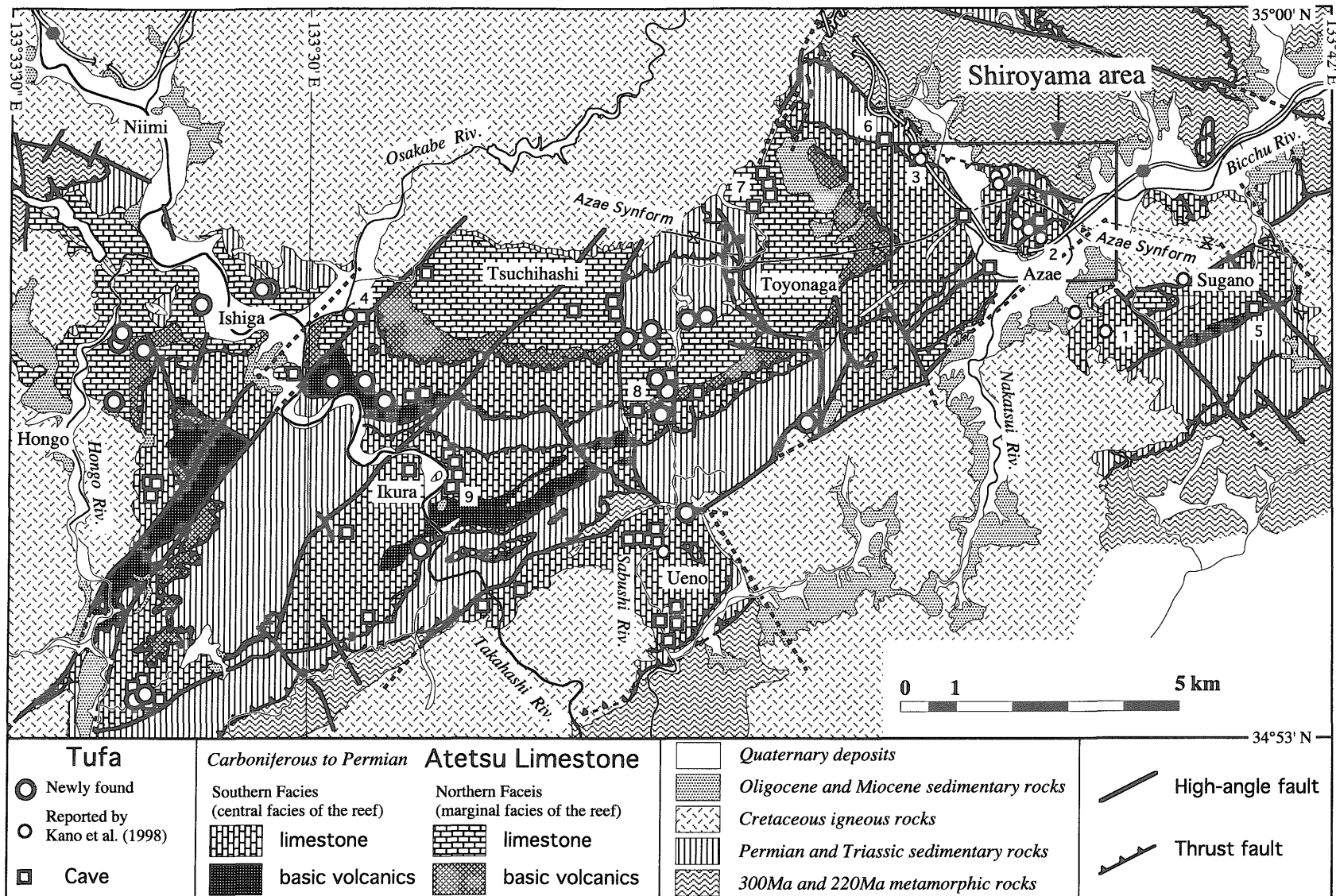
石灰岩分布域には様々なカルスト地形が見られ、たとえば石灰岩台地上には多くのドリーネ（凹地）が発達する。第2図の範囲内で、1/25,000地形図〔新見〕・〔井倉〕・〔皆部（あざえ, または, あざい）〕・〔吹屋（ふきや）〕・〔川面市場（かわもいちば）〕上では50ヶ所以上のドリーネが認められるが、野外ではそれら以外に無数の小規模なドリーネが確認できる。ドリーネは楕円形を呈するものが多く、日畔坂鍾乳穴（ひめさかかなちあな）につながる阿哲台で最も大きなドリーネは、その最大長径がおよそ500m、周囲からの最大深度がおよそ60mである。ドリーネの多くは、断層や石灰岩と非石灰岩の境界付近に位置する。

鍾乳洞は、阿哲台全域で日本洞窟協会（1979）の記載したものだけでも81ヶ所が知られている。第2図には、その代表的なものを示した。鍾乳洞の形態は、断層や節理などの割れ目系に支配され、その開口部は地形に関連している（高安, 1973）。たとえば、石灰岩台地上では、日畔坂鍾乳穴や鍾乳穴（かなちあな, または備中鍾乳穴）を典型例とする、ドリーネ底に開口する吸い込み型の鍾乳洞が発達する。一方、高梁川・佐伏川・備中川沿いの石灰岩台地縁の急傾斜地には、井倉洞や諏訪の穴に代表される、吐き出し型の鍾乳洞がみられる（阿哲団体研究グループ, 1970; 高安, 1973）。また、鍾乳洞の横穴部や開口部の標高は、特に高梁川沿いにおいて、段丘面の標高とよく対応していると言われている（たとえば、阿哲団体研究グループ, 1970）。

### 2.2 阿哲台の地質

阿哲台には、“三郡”変成岩類・秋吉帯に属する石炭系～ペルム系の阿哲石灰岩とペルム系堆積岩類・トリアス系堆積岩類が複雑に分布し、これらを、白亜系・第三系・第四系の火成岩・堆積岩・堆積物が貫入・被覆している（第2・3図）。

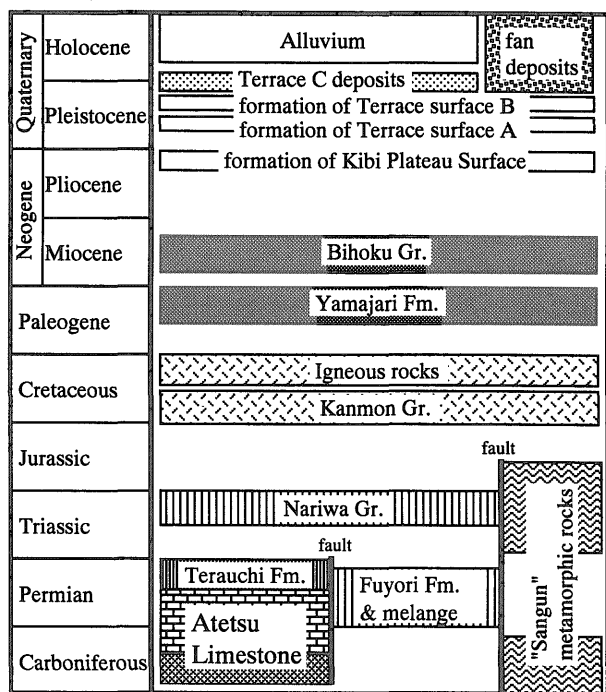
“三郡”変成岩類は、300 Ma 付近の放射年代を持つ三郡一蓮華（れんげ）帯の超苦鉄質岩類・変成岩類と、220 Ma 付近の放射年代を持つジュラ紀変成岩類に区分



第2図 阿哲台の地質図 (Naka, 1995を一部改変)。トゥファと主要な洞窟の分布を示した：1；高妻トゥファ，2；上野呂トゥファ，3；安早トゥファ，4；下位田トゥファ，5；（備中）鐘乳穴，6；日畔坂鐘乳穴，7；満奇洞，8；羅生門，9；井倉洞。図の範囲を第1図に示す。

Fig. 2 Geological map of the Atetsu Plateau (modified from Naka, 1995).

Distribution of tufas and major caves are shown. Representatives of tufas (1-4) and caves (5-9) are : 1; Takatsuma tufa, 2; Kaminoro tufa, 3; Yasuhaya tufa, 4; Shimokuraida tufa, 5; Kanachi-ana, 6; Himesaka-kanachi-ana, 7; Maki-do, 8; Rashomon, 9; Ikura-do. Mapped area is shown in Fig. 1.



第3図 阿哲台の模式層序。

先第三系は Naka (1995) から、第三系・第四系は寺岡ほか (1996) と阿哲団体研究グループ (1970) から編集した。

Fig. 3 Schematic stratigraphy of the Atetsu Plateau. Compiled from the Paleozoic to Mesozoic data of Naka (1995), and the Tertiary to Quaternary data of Teraoka et al. (1996) and Atetsu Research Group (1970).

でき、これらはそれぞれ衝上断層を界して秋吉帯の構造的上位・下位に位置している (早坂ほか, 1995)。阿哲台では、両者ともに石灰岩または石灰岩起源の変成岩は含まれていない。

阿哲石灰岩は、前期石炭紀に形成された玄武岩溶岩・玄武岩凝灰岩などから成る玄武岩質岩類と、その上位に重なる前期石炭紀から中期ペルム紀に堆積した塊状石灰岩・角礫状石灰岩から構成される。阿哲石灰岩は、阿哲台にほぼ20×6 km<sup>2</sup>の範囲で分布しており、秋吉帯に属し同時代の石灰岩岩体である平尾・秋吉・帝釈石灰岩とほぼ同じ広さの分布域を持つ (第1図)。下位の玄武岩質岩類と上位の石灰岩の最大層厚はそれぞれ350m, 775mに達する (Sada, 1965)。阿哲石灰岩は岩相から、海山頂部の礁中央部に堆積した南部相と、礁周縁部に堆積した北部相に区分されている (沖村ほか, 1981; Naka, 1995)。なお、阿哲石灰岩は最下部と下部の一部を除き成層構造をほとんど示さないため、フズリナ化石帯の分布から地質構造が推定されている (Sada, 1965; 沖村ほか, 1981; Naka, 1995など)

ペルム系堆積岩類は、主に砂岩・泥岩からなる寺内層と、チャート・泥岩・砂岩からなる布寄 (ふより) 層、泥岩基質で砂岩・チャートのブロックを含むメランジェに区分される (Naka, 1995)。寺内層は、阿哲石灰岩の

上位に重なり、阿哲石灰岩と同様、北部相と南部相に区分される (Naka, 1995)。寺内層には、通常5-40mの厚さを持ち、中礫程度の石灰岩礫を主体とする礫岩や、最大220×80m<sup>2</sup>の分布域を持つ石灰岩レンズが含まれ、これらは阿哲石灰岩との境界付近に分布している。布寄層は石灰岩を含まない。メランジェには局所的に長径数10m規模の再結晶化した石灰岩がブロックとして含まれることがある。

これら秋吉帯の地層群は、層理面に平行または緩やかに斜交する衝上断層によって、構造的低位から上位に向けて、布寄層とメランジェからなるナップ (布寄ナップ)、南部相阿哲石灰岩と南部相寺内層からなるナップ (阿哲石灰岩ナップI)、北部相阿哲石灰岩と北部相寺内層からなるナップ (阿哲石灰岩ナップII) の3つのナップに構造的に区分される (Naka, 1995)。すなわち阿哲台では、石灰岩岩体は2枚のスラストシートとして存在する。これら3つのナップ群と秋吉帯の上・下限を画する衝上断層は、東西または北西-南東方向の軸を持つ褶曲を受けており (たとえば砦部シンフォーム)、そのため阿哲石灰岩は地表面では何列にも分かれて分布している (第2図)。さらに、ナップ群と褶曲構造を切断する北東-南西系と北西-南東系の高角断層により、阿哲石灰岩の分布はより複雑となっている。なお、観察した範囲では、秋吉帯の上・下限を画する衝上断層や秋吉帯内部のナップ境界をなす衝上断層は、幅1m以下の破碎帯を持つ (Otoh, 1987; Naka, 1995; 早坂ほか, 1995)。一方、高角断層を野外で観察できることはまれであるが、露頭の欠如する幅から考えて、破碎帯の幅は1m以上であると推定される。

トリアス系堆積岩類は、岡山県成羽 (なりわ) 町に分布する成羽層群に対比され、阿哲台南部に局所的に分布し、主に砂岩・泥岩から構成される (Naka, 1995)。成羽層群は石灰岩を含まない。

本地域には、上記の岩石群を貫入・被覆して白亜系が分布する (寺岡ほか, 1996)。白亜系は、陸成堆積岩と火山性碎屑岩を主体とする下部白亜系関門層群と、後期白亜紀の火山岩・深成岩・貫入岩類に区分される。関門層群には、中礫程度の大きさを持つ石灰岩礫が密集する礫岩層が挟まれることがある。この礫岩層の分布は局所的であるが、北房町菅野 (すがの) 付近では、礫岩層の層厚は100mを越える。

第三系・第四系は下位より、石灰岩台地上に分布する風化した礫岩・砂岩から成る漸新統山砂利層、主に砂岩・礫岩・泥岩から成る中新統備北層群、砂・礫から成る更新統~完新統の段丘堆積物・扇状地堆積物・沖積層に区分される (寺岡ほか, 1996)。これらに含まれる石灰岩礫は少量で、大きさもこぶし大を越えない。

### 2.3 阿哲台におけるトゥファの分布

Kano *et al.* (1998) は、阿哲台の13地点において、谷床に発達する現在も堆積中の炭酸塩を、初めてトゥファと認めこれを記載した。ただし、この炭酸塩堆積物の存在自体は、すでに滝田・村中(1970)と阿哲団体研究グループ(1970)がこれを鍾乳洞外石灰華の一種として認識し、地元住民の間で用いられている「水岩石(すいがんせき)、水含石とも書く」という名称を用いて記載した。私たちが今回発見した23地点のトゥファを加えると、現在まで阿哲台で知られているトゥファは36地点に上る(第2図)。

この36地点のトゥファのうち34地点のトゥファは、水源に阿哲石灰岩の分布域を持つ谷に堆積している。例外は、新見市石蟹(いしが)北方の2地点のトゥファのみである(第2図)。この2地点のトゥファは、寺内層北部相分布域を源流とする谷に堆積している。石蟹北方の寺内層には、他の地域に比べ異常に厚い、最大100mに達する石灰岩礫を主体とする礫岩が挟まれる(Naka, 1995)。なお、この2地点のトゥファは、現在は石灰岩鉱山の拡張のため失われている。

地形学的に見た場合、阿哲石灰岩分布域を水源を持つ34地点のトゥファの分布には、次の3つの明瞭な規則性がある。トゥファは、[地形規則1] 水源が阿哲石灰岩分布域内であっても、土橋・草間・豊永周辺等の石灰岩台地上では堆積しない、[地形規則2] 阿哲台の主要河川である高梁川・佐伏川・備中川や、河床勾配の小さい谷には堆積しない、[地形規則3] 石灰岩台地縁の斜面部を源流とし、高梁川・佐伏川・備中川などの主要河川に注ぐ、小規模で河床勾配の大きい谷に堆積する(第2図)。そして、規模の大きいトゥファが堆積している谷は、鍾乳洞(吐き出し口)からの湧水を源流としていることが多い。

一方、阿哲石灰岩分布域を水源を持つ34地点のトゥファの分布を地質学的に見てみると、次の2つの規則性が認められる。トゥファは、[地質規則1] 石灰岩岩体と非石灰岩岩体の境界面(岩相境界面または衝上断層面)沿いを源流とする谷に堆積する、[地質規則2] 阿哲石灰岩分布域を走る高角断層沿いを源流とする谷に堆積する(第2図)。なお[地質規則1]は、阿哲台では石灰岩岩体が2枚のスラストシートとして存在することから、次の2つに細分できる。トゥファは、[地質規則1a] 阿哲石灰岩ナップIの下限を画する衝上断層沿い、または阿哲石灰岩南部相の玄武岩質岩と石灰岩の岩相境界沿いを源流とする谷に堆積する、[地質規則1b] 阿哲石灰岩北部相の玄武岩質岩と石灰岩の岩相境界沿い、または石灰岩とその上位に重なる北部相寺内層の岩相境界沿いを源流とする谷に堆積する。

### 2.4 阿哲台の水質

Kano *et al.* (1998) は、阿哲台の98地点において湧水や谷水を採集して水質調査を行ない、その結果を示した。今回、さらに、91地点の湧水や谷水の水質を調査した。また、いくつかの谷においては、1997年5月以降の晴天～曇天の日に月1度程度の頻度で水質調査を行った。

水質調査は以下の方法で行った。まず、現地にて水温とpHを測定した水をメンブレンフィルター(0.45 $\mu$ m)でろ過した後100ml採集した。水試料のうち50mlは0.05規定の硫酸で滴定し、アルカリ度を測定した。また、陽イオン( $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ )については原子吸光法、陰イオン( $\text{Cl}^-$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ )については高速液体イオンクロマトグラフィーを用いて定量した。これらのデータから、平衡二酸化炭素分圧( $P_{\text{CO}_2}$ )と方解石に対する飽和度指数(SIC: saturation index for calcite)を、Plummer and Bosenberg (1982)の化学平衡定数を用いてTruesdell and Jones (1978)の方法に従って計算した。

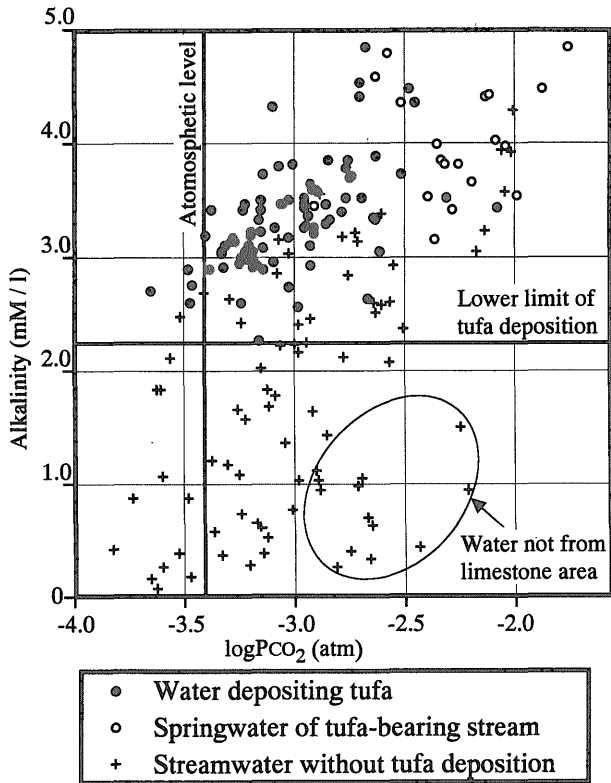
$$\text{SIC} = \log(a\text{Ca}^{2+} a\text{CO}_3^{2-} / K_{\text{spc}})$$

ここでaは活量、 $K_{\text{spc}}$ は方解石の溶解度積を表わす。SIC=0の時、水は方解石に対して溶解平衡の状態にあり、負の値の場合には未飽和で、正の値の場合には過飽和である。

阿哲台全域において、Kano *et al.* (1998)と今回の調査の両者を合わせた合計189地点で採集された水は、各種の溶存成分について様々な値を示す。トゥファの堆積という観点から言えば、溶存する石灰岩成分の濃度を示すアルカリ度と $\text{Ca}^{2+}$ 濃度、それに計算で求められた平衡二酸化炭素分圧( $P_{\text{CO}_2}$ )と方解石に対する飽和度指数(SIC)が重要である。第4図には、合計189地点のアルカリ度と $P_{\text{CO}_2}$ を、第5図にはSICのヒストグラムを示した。

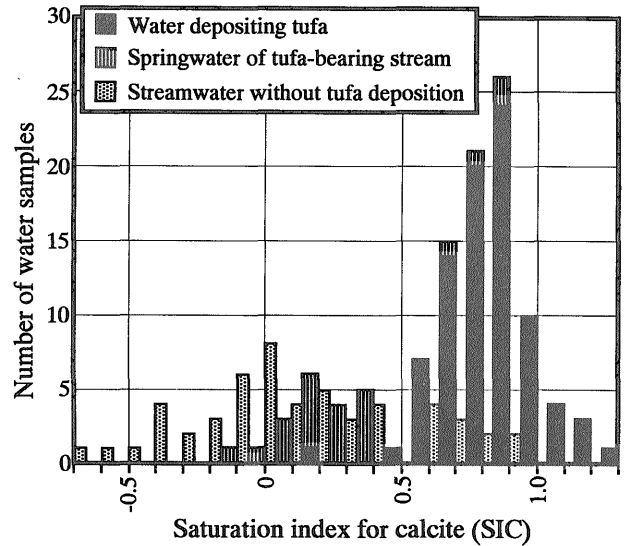
トゥファを堆積させる水は、アルカリ度が概ね2.5 millimol(mM)/l(最小で2.15mM/l)以上であり、2.8~3.8 mM/lの範囲に集中する。また $P_{\text{CO}_2}$ は320~3,000 $\mu$ atm( $\log P_{\text{CO}_2} = -3.50 \sim -2.52$ )に集中し(第4図)、SICは2試料を除いて0.5以上である(第5図)。トゥファを堆積させる水の起源となる湧水では、アルカリ度は3.1mM/l以上であり、 $P_{\text{CO}_2}$ は1,500 $\mu$ atm( $\log P_{\text{CO}_2} = -2.82$ )以上で、最大18,600 $\mu$ atm( $\log P_{\text{CO}_2} = -1.73$ )に達する(第4図)。湧水のSICは-0.2~+0.9までの広がりを持つが、その分布の中心はわずかに正(過飽和)の値である(第5図)。また、いくつかの例外はあるが、第4図上でこれらのトゥファを堆積させる水とトゥファの堆積が認められない水の分布は重ならない。トゥファを欠く水はアルカリ度が概ね3.5mM/l以下、 $\log P_{\text{CO}_2}$ は-2.5以下であり、SICは-2.7から+1.0までの幅広い値を示す。なお低アルカリ度・高 $P_{\text{CO}_2}$ の領域の水(第4図)は水源に全く





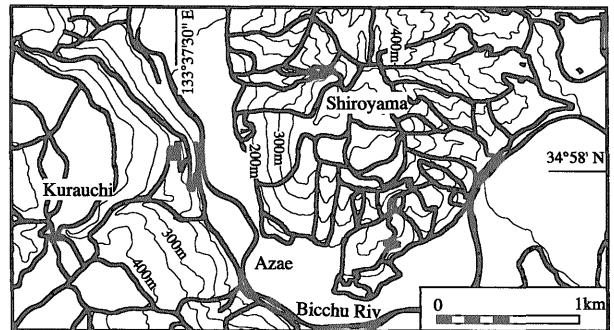
第4図 阿哲台全域から採集された189の水試料のアルカリ度と平衡二酸化炭素分圧. 98試料についてはすでにKano *et al.* (1998)に記載した. トウファを堆積させる水 (●), トウファを堆積させる水の湧水 (○), トウファの堆積が認められない水 (+) に分けて図示した. 低アルカリ度・高二酸化炭素分圧の領域の水は函養地に石灰岩が全くない地点から採集した.

Fig. 4 Alkalinity and  $\log P_{CO_2}$  of the 189 water samples collected from the Atetsu Plateau. 98 samples were already described in Kano *et al.* (1998). The waters are subdivided into three categories; (1) tufa-depositing waters (●), (2) springwaters of tufa-depositing streams (○), (3) waters without tufa deposition (+). The waters which a low alkalinity and a high  $P_{CO_2}$  were collected from streams lacking limestone in their water-resource area.



第5図 阿哲台から採集された水試料の, 方解石に対する飽和度指数 (SIC). SICが-0.7以下の水については図示していない.

Fig. 5 Saturation index for calcite (SIC) of the water samples collected from the Atetsu Plateau. Water samples with a SIC less than -0.7 are omitted.



第6図 城山地域における地質・水質調査ルート (太実線). 図の範囲を第2図に示す.

Fig. 6 Geological and geochemical survey routes (thick lines) in the Shiroyama area. Mapped area is shown in Fig. 2.

石灰岩が分布しない地点から採取されたものである.

### 3. 城山地域の地形・地質・トウファの分布と水質

本章では, 阿哲台東部の北房町砦部 (あざえ) 北方に位置する城山を中心とする地域 (城山地域) の地形・地質・トウファの分布と水質について記載する.

今回, 1/5,000地形図を用いて, 城山地域の精密な野外地質調査とトウファの分布・水質調査を行った (第6図). その結果, Naka (1995) で示された地質図を一部修正した. 城山地域の地形区分図を第7図に, 地質図・断面図を第8・9図に示す.

#### 3.1 城山地域の地形

城山周辺には, 標高390-410mの範囲に明瞭な石灰岩台地面が広がる. 地元ではこの石灰岩台地を通常, 上野呂 (かみのろ) 台と呼んでいる. また, 蔵内 (くらうち) 周辺では, 標高380-430mの範囲に石灰岩台地面が広がっている. この石灰岩台地は豊永 (とよなが) 台と呼ばれている. 城山を取り巻くように, 備中川が南東→東→北東と流路を変える. 備中川の河床面高度は, 上流の丸山付近で標高180m, 砦部付近で標高160mである.

本地域で, 1/40,000空中写真の判読と現地調査から地形区分を行った. 地形面は, 石灰岩台地面・急斜面・緩斜面・段丘面・沖積面に区分できる.

石灰岩台地面は, 上野呂台では直径約600mのほぼ円形を呈している. また, 豊永台では, 幅およそ600-1000m

で南北に広がっている。豊永台は、城山地域外の豊永周辺(第2図)まで連続している。両者の石灰岩台地面には、最大深度20m程度で最大長径400m程度の凹地(ドリーネ)がいくつか認められる。第7図には、凹地と共に凹地の最低点(凹点:ドリーネ底)も示してある。石灰岩台地面に明瞭な谷は認められない。

急斜面は、城山北～北東部の変成岩類分布域と、上野呂台や豊永台の縁辺に分布する。石灰岩台地縁の急斜面は、城山西部の斜面に見られるように、谷地形が発達せず、ほぼ一定角度の平面である。一方、非石灰岩分布域の急斜面では谷地形が発達するという点で、石灰岩分布域とは著しい違いを示す。

緩斜面は、地質の違いを考慮して、備北層群が分布する地域に認められる丘陵状の緩斜面と、扇状地堆積物が分布する緩斜面に2分した。皆部北方や丸山東方の扇状地堆積物が分布する緩斜面は、その分布の広さと高度、および弱く認められる段状地形から、新期と古期の地形面に細分できる可能性があるが、人工的改変により原地形の保存が悪いので、本論では一括して示した。

段丘面は、沖積面からの高度を考慮して、高位よりA・B・Cの3面に区分した。段丘面Aは、標高240-290m、沖積面からの比高70-130mに位置する、開析を受けた侵食段丘面である。面の特徴と沖積面からの比高に基づけば、高梁川・佐伏川沿いの谷合段丘面に確実に対比できよう。段丘面Bは、谷尻南方に分布する、標高170-190m、沖積面からの比高10-30mに位置するほぼ平坦な面であり、備北層群を侵食した侵食段丘面である。面の特徴から高梁川・佐伏川沿いの井倉面に対比されると考えられるが、確実ではない。段丘面Cは、標高160-175m、沖積面からの比高5-15mに位置するほぼ平坦な面であり、最大層厚2m程度の礫層から構成される堆積段丘面である。面の特徴から高梁川・佐伏川沿いの桑原面、または桑原面と唐松面の両者に対比されよう。

沖積面は、皆部から上流部では緩やかな傾斜を持つが、皆部から下流はほぼ平坦である。備中川の自然堤防などの高さ1-2m程度の微高地も沖積面に含めた。

### 3.2 城山地域の地質

本地域には、ジュラ紀変成岩類・ペルム系布寄層・石炭系～中部ペルム系阿哲石灰岩・中部～上部ペルム系寺内層・下部白亜系関門層群・白亜紀貫入岩・中新統備北層群・第四系が分布する(第8図)。

本地域のジュラ紀変成岩類は、主に塩基性片岩と泥質片岩からなり、その片理面は30°-60°で南-南西に傾斜する。変成岩類は、片理面にほぼ平行な衝上断層(第8図のF8, 以下同じ)で境されて、布寄層の構造的下位に位置する。

布寄層は、上限と下限を衝上断層(F5・F6とF8)で境される。布寄層は、最大層厚400mで、下位より放散

虫チャート・珪質泥岩・含礫泥岩・泥岩・砂岩から構成される。

阿哲石灰岩と寺内層は、衝上断層と高角断層で4つの岩体に分断されて本地域に分布する。これらの岩体をここではA・B・C・D岩体と呼ぶ(第8図)。岩相の特徴から、A・D岩体の阿哲石灰岩と寺内層は北部相(阿哲石灰岩ナップII)に、B・C岩体は南部相(阿哲石灰岩ナップI)に対応する(Naka, 1995)。

A岩体は、70°-90°の傾斜を持つ高角断層(F3)と70°-90°の傾斜を持つ衝上断層(F6)で布寄層と境される。A岩体のペルム系石灰岩は、下部では塊状・無層理の石灰岩から、上部は塊状の角礫状石灰岩から成る。A岩体の阿哲石灰岩と寺内層は、70°-90°で南-南東に傾き、一部は逆転している。

B岩体は、層理面にやや斜行した、ほぼ水平-30°の傾斜を持つ衝上断層(F5)や高角断層(F1・F4)で布寄層と、70°-90°の傾斜を持つ高角断層(F2)でC岩体と境される。B岩体は、下部石炭系玄武岩質岩類と石炭系の石灰岩から成る。玄武岩質岩類は、衝上断層(F5)に沿って断続的に分布している。B岩体の玄武岩質岩類と石灰岩は、ほぼ水平-30°の傾斜を持つ。

C岩体は、ほぼ30°の傾斜を持つ衝上断層(F7)でD岩体と境される。C岩体は、阿哲石灰岩最下部の玄武岩質岩類とその上位に整合で重なる石炭系～中部ペルム系の石灰岩、および寺内層から構成される。石灰岩の最大層厚は、石炭系でおよそ500m、ペルム系で200mである。阿哲石灰岩と寺内層は、30°-60°の傾斜を持つ。

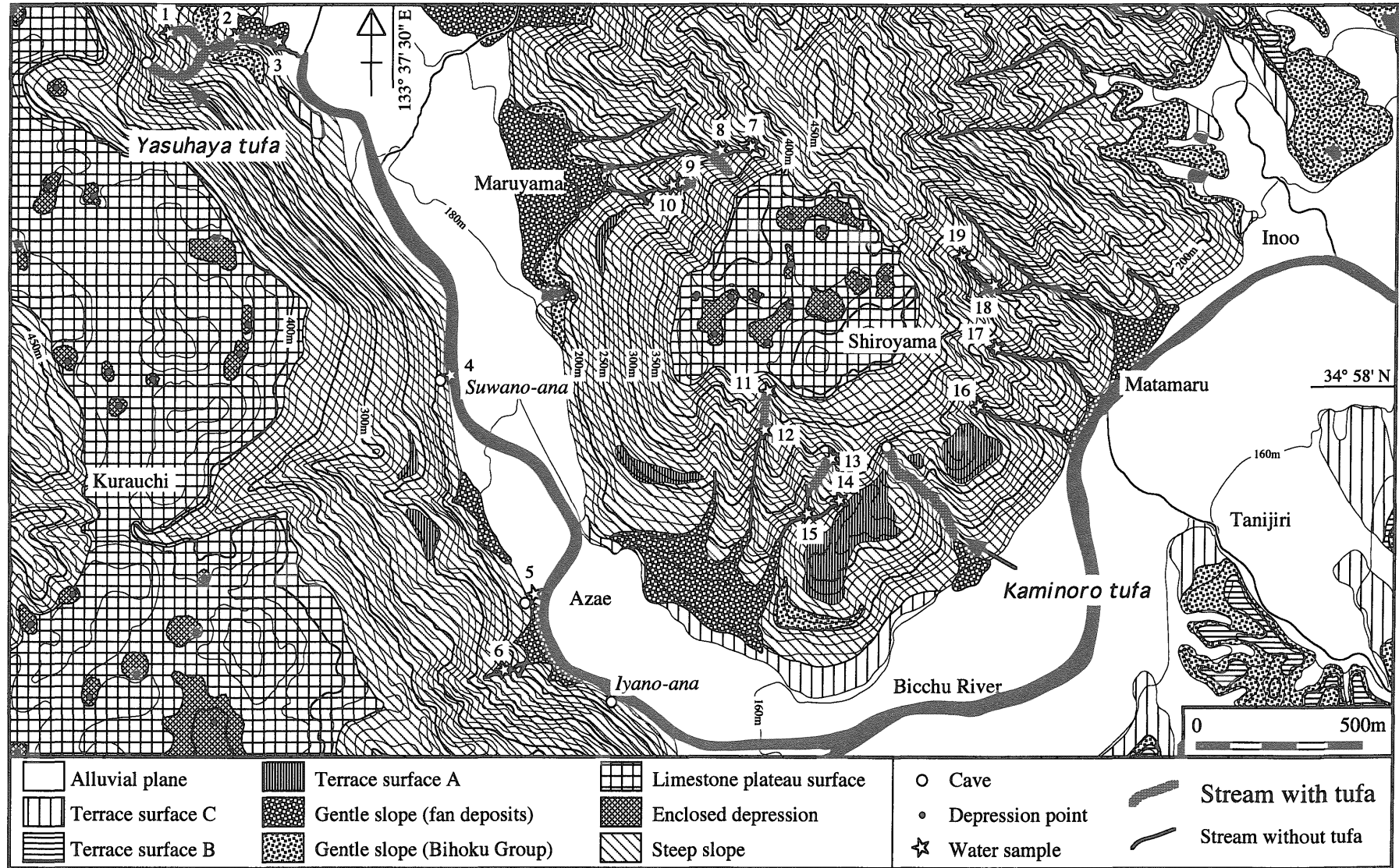
D岩体は、北部相阿哲石灰岩最下部の玄武岩質岩類から構成される。城山地域外では、この上位に整合一連で石炭系～中部ペルム系の石灰岩が重なる。

地層の分布とナップ境界である衝上断層、特にF5の追跡から、本地域ではナップ群を曲げるシンフォーム(皆部シンフォーム; Naka, 1995)が認められる。シンフォームの軸は高角断層によって切断される。皆部シンフォームは、本地域外西方および東方にも追跡でき、全体としてみると、その半波長はおよそ5km、軸面はおよそ垂直、翼間の角度がおよそ100°で、褶曲軸は東西から西北西-東南東の走向を持ち西方向にプランジする(第2図)。本地域内では、皆部シンフォームはF2以西で東北東-西南西の走向を持ち西方向に50°-20°プランジする。F2とF4の間では、シンフォームは北西-南東の走向を持ち南東方向に約10°プランジする(第8・9図)。

下部白亜系関門層群は、灰色泥岩、赤色泥岩、凝灰質角礫岩から成り、本地域では北房町菅野で観察される石灰岩礫を含む礫岩層は認められない。

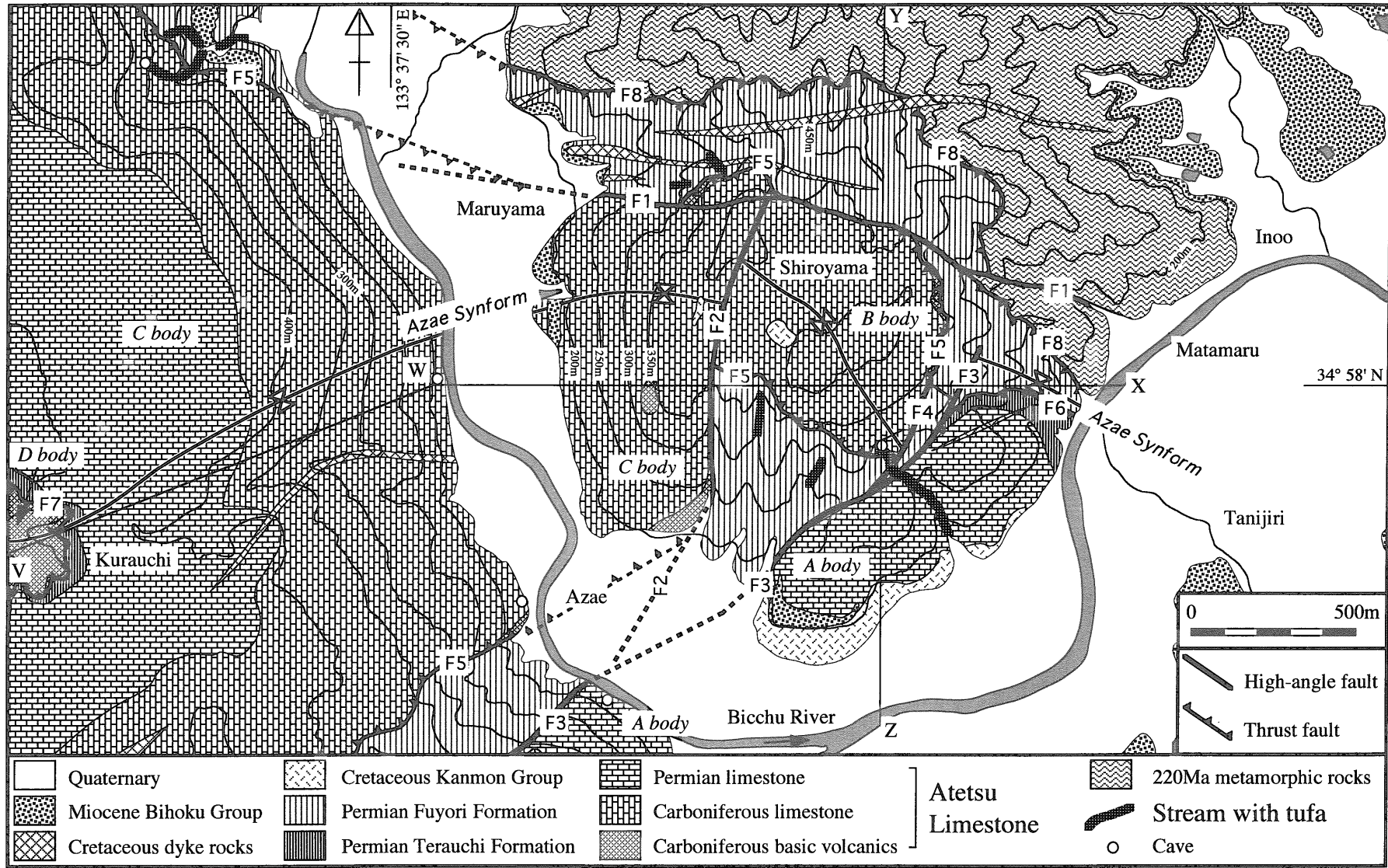
貫入岩は花崗斑岩や石英斑岩からなり、最大幅50m、最大延長1.2kmで、東西または北東-南西方向に貫入する。



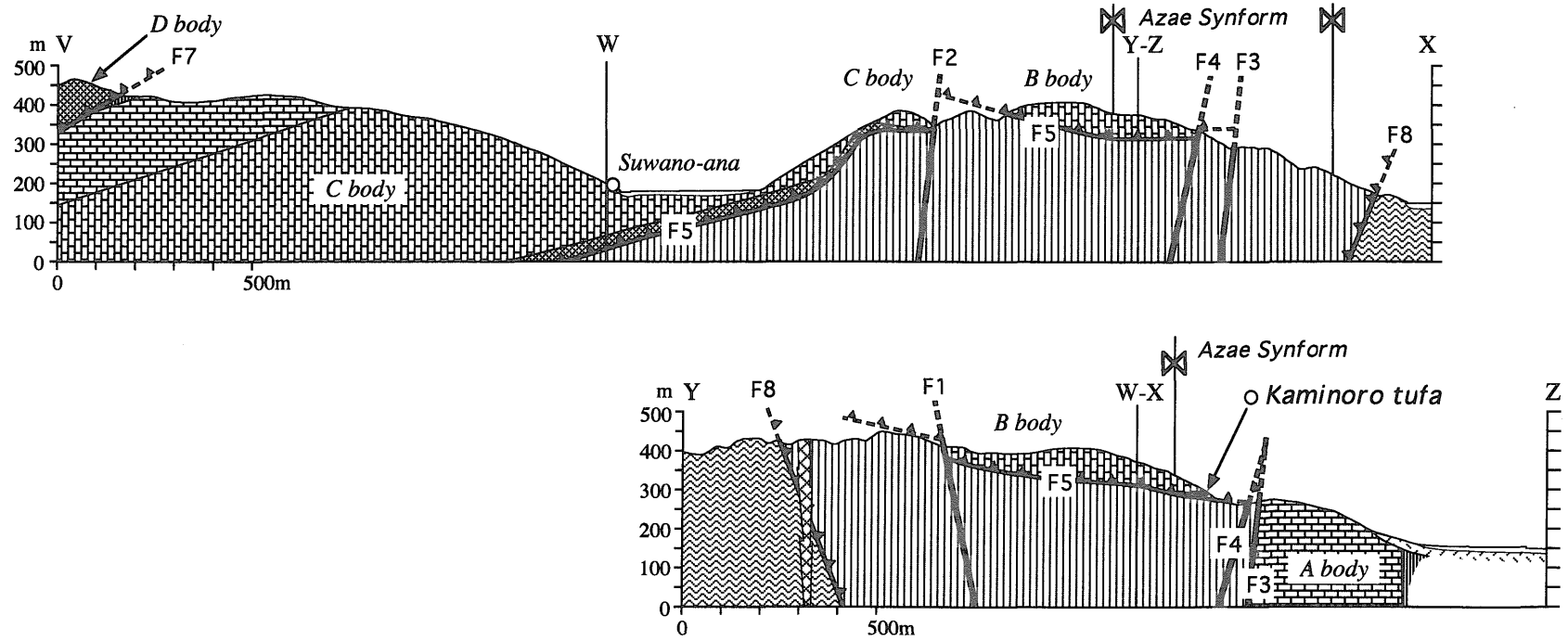


第7図 城山地域の地形区分図。トウファの有無を区別して流水のある谷を示した。鐘乳洞とドリーネ底（凹点）の位置と、水試料採集地点も合わせて示した。等高線は国土地理院発行1/25,000地形図「皆部」・「井倉」による。図の範囲を第2図に示す。

Fig. 7 Geographical division map of the Shiroyama area. Locations of streams with and without tufas, caves, depression points, and water samples (numbers indicate the sample numbers of Table 1) are shown. Contour lines are given according to the 1/25,000 scale geographical maps "Azae" and "Ikura" issued by Geographical Survey of Japan. Mapped area is shown in Fig. 2.



第8図 城山地域の地質図 (Naka, 1995を修正). 図の範囲を第2図に示す.  
 Fig. 8 Geological map of the Shiroyama area (modified from Naka, 1995). Mapped area is shown in Fig. 2.



第9図 城山地域の地質断面図。断面線と凡例は第8図を参照。

Fig. 9 Geological cross sections of the Shiroyama area. See legend and section lines of Fig. 8.

中新統備北層群は固結度の低い砂岩・泥岩からなり、石灰岩台地縁辺の低地に分布する。

第四系は未固結の砂・礫からなり、備中川沿いの低地に、中期更新世～完新世の段丘堆積物・後期更新世(?)～完新世の扇状地堆積物・完新世の沖積層として分布する。

### 3.3 城山地域のトゥファの分布と水質

城山地域内には、阿哲台の中でも規模の大きい上野呂トゥファ・安早(やすはや)トゥファが堆積しているが、その他の6地点でもトゥファの堆積が認められる(地点1, 2, 8, 9, 12, 13; 第7図)。すべてのトゥファは、第2章で記述した地形学的に見たトゥファの分布の規則性の[地形規則3]に、地質学的な規則性の[地質規則1a]に当てはまっている。なお、上野呂トゥファと安早トゥファについては後に詳述する。城山地域内の谷で採集された水の分析結果を第1表に、水の採集地点を第7図に示す。

トゥファを堆積している水について共通しているのは、アルカリ度や $Ca^{2+}$ 濃度が高く、平衡二酸化炭素分圧( $P_{CO_2}$ )が低いこと、SICが大きい(+0.54以上)ということである。一方、備中川西岸沿いの鍾乳洞から湧出している2地点の水(地点4, 5; 第7図)はアルカリ度や $Ca^{2+}$ 濃度は高いが、 $P_{CO_2}$ も高いので、SICはトゥファを堆積させる水よりも小さい。特に、地点5の水は $P_{CO_2}$ が10,000 $\mu$ atmにも達し、方解石に対する過飽和度は極めて小さい。これら2地点に類似する特性を持つ水は、他にも地点3・8・11、それに上野呂トゥファの谷の測点17でも認められる。

源流よりさらに上流方向に石灰岩が分布しているにも関わらず、地点6・および16～19の湧水はアルカリ度は1.81mM/l以下、 $Ca^{2+}$ 濃度は33ppm以下の低い値を示し、方解石に対して未飽和なものが多い。

## 4. 城山地域とその周辺の主なトゥファ

本章では、阿哲台東部に分布する、規模の大きい安早・上野呂・高妻(たかつま)の3地点のトゥファについて記載する。安早トゥファと上野呂トゥファは城山地域内に位置し(第7図)、高妻トゥファは城山地域外南方に位置している(第2図)。

3地点では、より詳しくトゥファ堆積物の分布と地形を記載する意味から、谷に沿って20～30mの間隔で杭(測点)を打ち込み簡易測量を行った後に、ルートマップを作成した。以下、各トゥファの詳しい場所を示す場合には、これらの谷で行った簡易測量の際に設定した測点を用いることにする。

また、3つの谷の多くの地点でトゥファ堆積物の厚さを計測した。計測は堆積面に垂直に長さ180cmの鉄骨を

打ち込むことにより行った。孔隙質であるトゥファには、その下にある砂礫や古生層に比べて、明らかに容易に鉄骨を打ち込むことができるので、この簡易的な方法でトゥファの厚さを計測することが可能である。

### 4.1 安早トゥファ

北房町安早集落の南西に位置し、東へと流れる総延長500m程度の谷に堆積している(第7図)。第10-a図には、上流の水平距離263m、比高62mの部分についてのルートマップを示した。測点1より下流約50mの所には砂防ダムがあり、谷の状態は人工的に大きく改変されている。水は測点19の石灰岩の岩壁下部に開いた鍾乳洞(吐き出し口)から湧出し(SP1)、測点12までほぼ連続的に流れる。水量の少ない時期には、水は測点12で涸れ、測点11まで伏流するが、再び湧出し(SP2)、測点10から9で湧出するアルカリ度の高い水(SP3)と合流して流れ下る。アルカリ度の高い水は測点2の南側からも流れ込んでいる(SP4)。また、測点12付近で南西方向からの別の谷が合流するが、この谷には通常は水が流れておらず、トゥファの堆積は認められない。

トゥファの堆積は測点18付近から開始し、測点15から10にかけて最大になり、段差が数10cmの階段状トゥファが数多く見られる。谷のこの部分では、河床に厚いトゥファが堆積するだけではなく(第10-c図)、谷沿いに古トゥファが広く分布している。古トゥファはトゥファの成長のために流路が変わり、その成長が停止したものであると考えられる。測点10より下流側でもトゥファの堆積はほぼ連続的であるが、上流の部分に比べて薄い(第10-a図)。下流部では、河床の段差に発達した小さな滝状トゥファ(cascade)やマウンド状トゥファ(tufa mound)が顕著に観察できる。また、アルカリ度の高い水の湧出点(SP3とSP4)付近にはピソイド(pisoid)が生成している。

安早トゥファを堆積させる谷水について、1997年8月から11月まで延べ4回の水質調査を行った。その結果のうち、11月の水質を第1表に、9月と11月のアルカリ度の変化を第10-d図に示す。谷を通してのアルカリ度の変化のパターンはどの調査日でも同じである。アルカリ度は測点19から12まで連続的に減少し、測点10で急増した後、測点6まで連続して減少する。そこから測点4の間でアルカリ度は再び増加し、測点1まで減少する。この安早の谷でのアルカリ度の変化のパターンは、トゥファの堆積に加えて、複雑な水の浸み込みと湧出のパターン(第10-b図)に大きく影響されていると思われる。測点6から4にかけてのアルカリ度の増加は、地上では認識されない伏流からの湧出を示唆する。

1997年11月のSIC(第1表)についていえば、最上位の湧泉(SP1)である測点19と湧泉的性格を持つ測点10と9で採集された水は $P_{CO_2}$ が高く、SICは小さい値を示

岡山県阿哲台のトウファ (中ほか)

第1表 城山地域における湧水・谷水の分析結果. 溶存イオン濃度の単位は ppm, アルカリ度 (Alk) は mM/l である. 試料番号は第7図の試料採集地点の番号に対応する. 上野呂トウファと安早トウファの試料番号はそれぞれの測点 (第10・11図) に対応する.

Table 1 Chemical properties of the waters sampled from the Shiroyama area. Concentration of cations and anions are shown in ppm, alkalinity (Alk) is in mM/l. Localities of the collected water samples are shown in Figs. 7, 10 (Yasuhaya tufa), and 11 (Kaminoro tufa).

No.	Date	T (°C)	pH	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Alk	Cl <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	SIC	logPCO <sub>2</sub>	Type of water
1	Oct.18, 1997	13.0	7.68	80.6	0.7	1.8	0.4	4.005	4.2	1.4	3.6	0.36	-2.37	Springwater
2	Oct.18, 1997	14.9	8.19	65.7	0.8	4.3	0.3	3.377	7.9	1.5	4.3	0.74	-2.94	Water depositing tufa
3	Oct.19, 1997	13.6	7.59	65.2	1.6	2.0	0.3	3.155	8.2	5.4	1.7	0.10	-2.37	Streamwater
4	Oct.18, 1997	14.0	7.93	67.0	1.8	2.5	0.6	3.131	4.0	12.1	6.6	0.45	-2.72	Water from the cave
5	Dec.2, 1997	14.0	7.34	81.5	1.6	4.4	1.0	3.935	5.8	11.3	6.4	0.03	-2.04	Water from the cave
6	Dec.4, 1997	11.6	7.89	27.5	1.7	2.9	0.2	1.347	3.4	7.6	5.0	-0.32	-3.05	Springwater
7	Dec.4, 1997	12.4	7.67	3.4	0.9	5.5	0.4	0.221	3.6	5.3	2.1	-2.16	-3.59	Springwater
8	Jul.18, 1997	13.5	7.63	61.0	0.7	3.3	0.2	3.834	3.7	3.1	2.0	0.19	-2.33	Springwater
9	Dec.3, 1997	5.6	8.44	61.1	4.4	5.9	0.7	3.427	3.5	2.0	7.6	0.82	-3.24	Water depositing tufa
10	Dec.3, 1997	7.5	8.34	46.5	2.9	5.3	0.3	2.598	4.1	1.2	5.2	0.54	-3.24	Water depositing tufa
11	Jul.18, 1997	13.5	7.50	86.0	0.8	3.5	0.2	4.432	2.8	1.9	4.5	0.25	-2.15	Springwater
12	Jul.18, 1997	17.6	8.21	67.9	1.1	3.3	0.2	3.593	2.9	2.8	4.8	0.84	-2.93	Water depositing tufa
13	Dec.2, 1997	9.6	8.37	65.3	1.5	3.5	0.4	3.337	3.8	2.4	5.5	0.83	-3.16	Water depositing tufa
14	Dec.2, 1997	8.2	8.11	24.0	2.7	5.6	0.4	1.548	4.4	1.8	4.2	-0.15	-3.22	Springwater
15	Dec.2, 1997	11.8	7.22	10.3	1.2	4.6	0.2	0.663	3.5	1.9	2.7	-1.68	-2.67	Springwater
16	Dec.2, 1997	11.2	8.08	20.7	1.9	7.1	0.2	1.146	4.7	4.1	7.7	-0.32	-3.31	Springwater
17	Dec.1, 1997	10.4	8.09	32.6	2.8	6.9	0.2	1.809	4.7	4.1	7.7	0.05	-3.13	Springwater
18	Dec.1, 1997	9.3	8.17	31.4	2.7	6.1	0.5	1.638	4.7	7.6	6.9	0.05	-3.26	Springwater
19	Dec.1, 1997	12.0	8.00	14.4	2.8	7.0	0.6	1.065	3.0	3.2	2.2	-0.58	-3.25	Springwater
Kaminoro tufa														
17	Aug.30, 1998	14.6	7.61	75.6	0.9	2.9	0.3	3.478	3.2	4.6	3.8	0.24	-2.35	Springwater
16	Aug.30, 1998	15.4	8.05	73.9	0.9	2.8	0.3	3.440	3.2	4.6	3.8	0.67	-2.80	Streamwater
12	Aug.30, 1998	17.9	8.08	75.6	0.9	2.8	0.3	3.528	3.1	4.8	3.7	0.75	-2.80	Springwater
10	Aug.30, 1998	18.2	8.24	68.8	0.9	2.9	0.3	3.344	3.1	4.5	3.9	0.86	-2.98	Streamwater
9	Aug.30, 1998	19.0	8.16	66.3	0.9	2.9	0.3	3.133	3.2	4.9	3.7	0.75	-2.92	Streamwater
8	Aug.30, 1998	19.1	8.16	59.9	0.9	2.9	0.3	2.963	3.2	4.5	3.5	0.69	-2.95	Streamwater
6	Aug.30, 1998	19.8	8.23	55.7	0.9	2.9	0.3	2.689	3.2	4.5	3.9	0.70	-3.05	Streamwater
4	Aug.30, 1998	20.6	8.21	55.3	0.9	2.8	0.3	2.706	3.3	4.7	3.7	0.69	-3.03	Streamwater
2	Aug.30, 1998	21.0	8.11	54.3	1.0	2.9	0.5	2.584	3.2	4.8	3.8	0.57	-2.94	Streamwater
Yasuhaya tufa														
19	Nov.8, 1997	13.2	7.48	74.0	0.6	2.8	0.6	3.588	6.1	4.5	2.3	0.09	-2.22	Springwater
17	Nov.8, 1997	12.5	8.18	74.0	0.7	2.6	0.6	3.558	6.1	4.5	2.2	0.77	-2.93	Streamwater
16	Nov.8, 1997	12.0	8.31	73.6	0.6	2.4	0.6	3.507	6.1	4.5	2.3	0.88	-3.01	Streamwater
15	Nov.8, 1997	11.9	8.15	72.8	0.7	2.7	0.6	3.487	6.2	4.4	2.2	0.72	-2.91	Streamwater
14	Nov.8, 1997	11.8	8.29	71.6	0.8	2.4	0.6	3.447	6.0	4.4	2.3	0.84	-3.05	Streamwater
13	Nov.8, 1997	10.8	8.34	69.7	0.8	2.5	1.0	2.367	6.1	4.4	2.3	0.85	-3.12	Streamwater
12	Nov.8, 1997	10.0	8.34	69.3	0.7	2.5	0.6	3.276	6.2	4.5	2.4	0.83	-3.14	Streamwater
10	Nov.8, 1997	12.6	7.57	74.5	0.8	2.4	0.5	3.553	6.5	4.4	2.7	0.17	-2.31	Springwater
9	Nov.8, 1997	12.3	7.73	73.7	0.8	2.5	0.5	3.553	6.6	4.3	2.8	0.32	-2.48	Springwater
8.5	Nov.8, 1997	11.8	8.06	72.5	0.8	2.3	0.5	2.427	6.5	4.1	3.2	0.62	-2.83	Streamwater
8	Nov.8, 1997	11.1	8.17	71.3	0.8	2.8	0.5	2.417	6.6	4.0	2.9	0.70	-2.94	Streamwater
6	Nov.8, 1997	10.7	8.07	66.4	0.8	2.7	0.6	3.186	6.5	4.1	3.0	0.55	-2.87	Streamwater
5	Nov.8, 1997	11.7	7.94	72.2	0.8	3.0	0.4	3.447	6.7	4.4	3.1	0.49	-2.70	Streamwater
4	Nov.8, 1997	11.8	7.99	73.3	0.9	2.8	0.4	2.528	6.7	4.3	3.2	0.56	-2.74	Streamwater
3	Nov.8, 1997	11.2	8.14	71.3	0.9	2.4	0.4	2.442	6.6	4.2	3.4	0.68	-2.91	Streamwater
1	Nov.8, 1997	11.0	8.06	68.0	1.1	3.1	0.4	2.367	6.5	3.9	3.6	0.57	-2.84	Streamwater

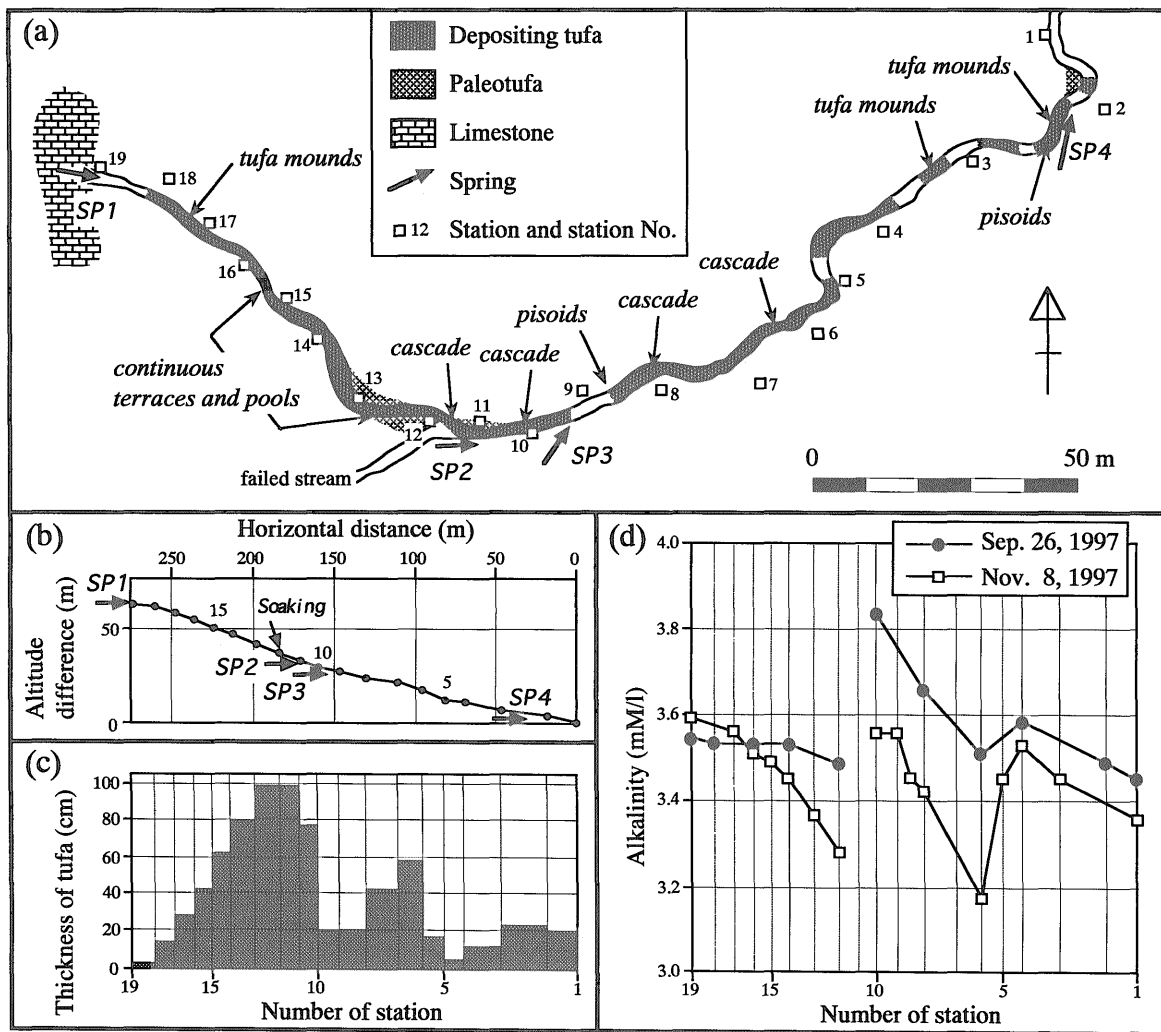
すが、他の採水地点でのSICは0.5以上の値である。この事は、水が湧出後に二酸化炭素を脱ガスし、SICを増加させていることを明確に示している。

#### 4.2 上野呂トウファ

上野呂トウファは北房町城山南方に位置する水平距離380m、比高119mで、南へと流れる谷で発達している(第7図)。上野呂トウファのルートマップを第11-a図に示した。谷の水量やトウファの堆積状態は、測点14と13の間にある沼地のの上流部と下流部で大きく異なる。下流部(測点13-1)では測点12の湧出点(SP3)からの水により流水が連続的であるが、上流部(測点21-14)では水量が少なく、晴天が続いた時期には測点17(SP2)から16までの部分以外では水が涸れてしまう。なお、鐘乳洞(吐き出し口)からの湧水(SP1)は水量の多い時

期に限られる。流水が認められる部分では、上流部・下流部を問わずトウファはほぼ連続的に堆積し、谷地形の傾斜の大きい測点19から16及び測点11から7の間ではトウファが厚く発達している(第11-c図)。ただし、谷傾斜が緩やかである測点16から14と砂防ダム付近の測点1から2の間では河床は礫で埋められ、水は伏流しているため、トウファは堆積していない。

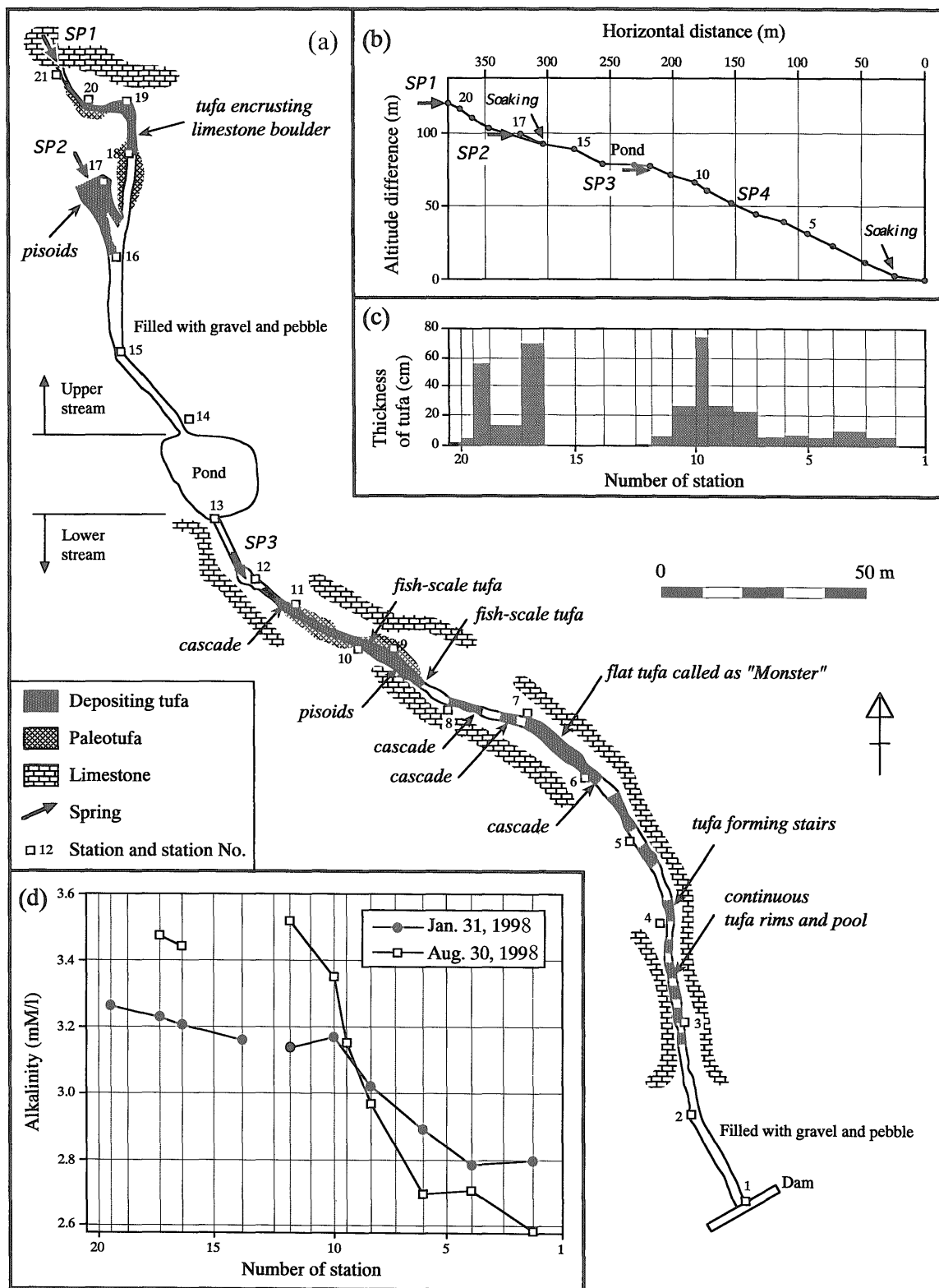
上野呂の谷では様々な特徴を持つトウファが堆積する。測点17の湧出点(SP2)付近では斜面に散在する礫を覆うようにトウファが堆積し、ピソイド状の産状を示す。測点10から8の間の2カ所では、段差3~5mの小規模な滝の斜面に鱗状に発達したトウファ(魚鱗状トウファ: fish-scale tufa; Kano *et al.*, 1998)がみられる(第12図)。この魚鱗状トウファは直径5~20cmの束状に成長した蘚苔類に付着したトウファの集合で構成され



第10図 岡山県北房町の安早トウファ。(a)ルートマップ、(b)湧水地点を示した地形断面、(c)測点間のトウファ堆積物の平均層厚(トウファ堆積物に長さ180cmの鉄骨を突き刺すことにより測定)、(d)1997年9月26日と11月8日の谷を通してのアルカリ度変化(なお、11月8日の水の分析結果については第1表でより詳しく記載)。安早トウファの位置を第7図に示す。

Fig. 10 Yasuhaya tufa in Hokubo Town, Okayama Prefecture. (a)Route-map, (b)vertical geographical section showing the location of the springs, (c)average thickness of tufa deposits, (d)change in alkalinity along the stream on September 26 and on November 8, 1997. Location of the Yasuhaya tufa is shown in Fig. 7.





第11図 岡山県北房町の上野呂トウファ。(a)ルートマップ, (b)湧水地点を示した地形断面, (c)測点間のトウファ堆積物の平均層厚, (d)1998年1月31日と8月30日の谷を通してのアルカリ度変化 (なお, 8月30日の水の分析結果については第1表でより詳しく記載). 上野呂トウファの位置を第7図に示す.

Fig. 11 Kaminoro tufa in Hokubo Town, Okayama Prefecture. (a)Route-map, (b)vertical geographical section showing the location of the springs, (c)average thickness of tufa deposits, (d)change in alkalinity along the stream on January 31 and on August 30, 1998 (other chemical properties of the waters on August 30 are shown in Table 1). Location of the Kaminoro tufa is shown in Fig. 7.

ており、蘚苔類の成長とトゥファの堆積が繰り返されることにより出来たものと思われる。魚鱗状トゥファがみられる場所はいずれも日当たりが良く、蘚苔類の成長にとって都合の良い環境であると言える。下流部の多くの場所ではトゥファは階段状に発達している。このようなトゥファの表面はシアノバクテリアにより覆われ、内部には縞状組織が発達している事が多い。ただし、測点7から6にかけての比較的緩傾斜の部分では長さ約20m、幅3～5mのトゥファが河床を平面的に覆っている。また、谷沿いの斜面には、現在成長を停止しているトゥファ（古トゥファ）が認められることがある（第11-a図）。特に、測点10から11の間の谷の両側には、古トゥファの断面が削剥されて露出している。興味深いことに、その中には数百枚にも及ぶ縞が観察される。

水試料の採集・分析は1997年11月以来、毎月継続的に行っている。第11-d図には、冬と夏を代表させる意味で、1998年1月と8月のアルカリ度の変化を示した。また、第1表には8月に採集した水の分析結果を示した。アルカリ度は上流部・下流部とも下流に向かって減少しており、炭酸カルシウムの堆積が化学的にも示される。アルカリ度の減少の程度は測点10から6にかけてが最大であり（第11-d図）、この部分での厚いトゥファの堆積と関連があると思われる。また、下流域（測点12-2）でのアルカリ度の減少幅は8月が $0.9\text{mM/l}$ であるのに対し、1月では $0.3\text{mM/l}$ である。この事は、トゥファの堆積は夏季に活発であることを示している。1998年8月のデータ（第1表）では、測点17の湧水（SP2）を除くと、上野呂の谷のSICは $0.57\sim 0.86$ 、 $\log P_{\text{CO}_2}$ は $-2.80\sim -3$ .

05 ( $P_{\text{CO}_2}=1580\sim 890\ \mu\text{atm}$ ) とほぼ安定している。このことは、二酸化炭素の脱ガスとSICの増加は湧出点近傍で急激に起こっていることを示す。

### 4.3 高妻トゥファ

高妻トゥファは、北房町東部の高妻山（標高453.9m）の北方の谷の下流部、水平距離292m、比高73mの範囲にわたって堆積する（第2図）。谷のルートマップを第13-a図に示す。

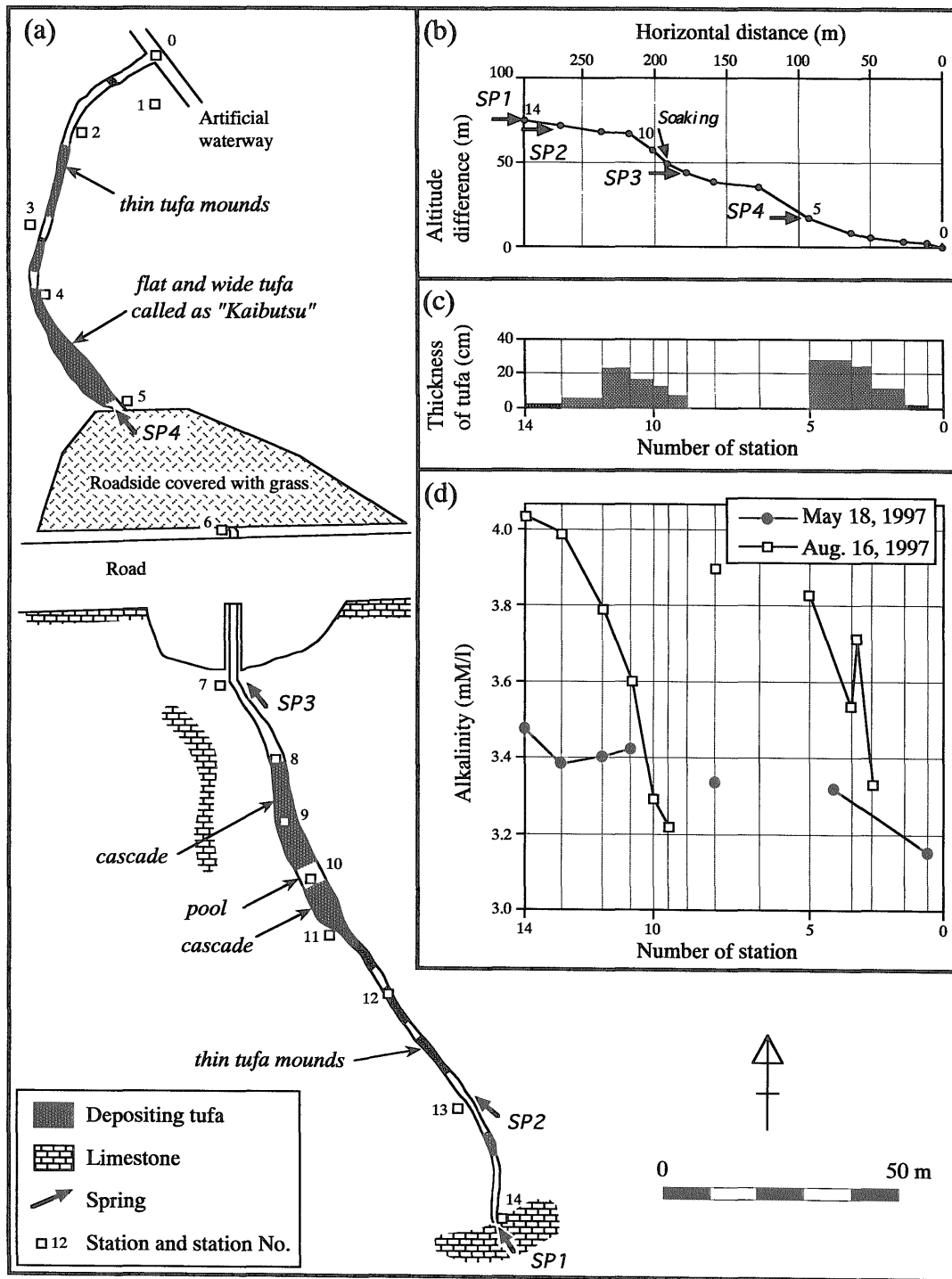
水の湧出は測点14の石灰岩礫の間から始まり、通常これより上流側の谷では水の流れは無い。水は測点13からも湧出し（SP2）、測点11付近まで幅約1mの狭い水路を安定して流れる。測点11からは谷床は急傾斜となり、水の浸み込みにより次第に水量が減少し、測点9付近で水は一度涸れてしまう。水は測点7（SP3）と測点5（SP4）付近の2箇所でも再び湧出し、以降測点0で人工的な水路に合流するまで安定して流れる。なお、近年の林道工事のため、測点7から5までの部分は林道やその法面に覆われ、谷の状態が大きく改変されるとともに、調査が不可能になっている。林道や谷沿いには阿哲石灰岩が露出しており、谷の多くの部分は石灰岩の上を流れていると示唆される。

高妻の谷で堆積するトゥファは比較的薄い（最大でも76cm）。ただし、測点11と9付近の2箇所の小規模な滝と測点5から4に連続的に発達するトゥファは厚く、谷地形の急な部分でトゥファが厚く発達するという傾向がある（第13-c図）。谷地形の緩やかな測点13から11と測点4から2では、トゥファは小規模なマウンド状のもの



第12図 上野呂の谷に認められる魚鱗状トゥファ。 (左) 測点10付近, (右) 測点8付近. 写真の横幅はそれぞれおよそ1.5m, 2m. 測点の位置を第11図に示す.

Fig. 12 Fish-scale tufa in Kaminoro stream, near Stations 10 (left) and 8 (right). The width of each photograph is 1.5m (left) and 2m (right). The locations refer to Fig. 11.



第13図 岡山県北房町の高妻トゥファ。(a)ルートマップ, (b)湧水地点を示した地形断面, (c)測点間のトゥファ堆積物の平均層厚 (トゥファ堆積物に長さ180cmの鉄骨を突き刺すことにより測定), (d)1997年5月18日と8月16日の谷を通してのアルカリ度変化。高妻トゥファの位置を第2図に示す。

Fig. 13 Takatsuma tufa in Hokubo Town, Okayama Prefecture. (a) Route-map, (b) vertical geographical section showing the location of the springs, (c) average thickness of tufa deposits, (d) change in alkalinity along the stream on May 18 and on August 16, 1997. Location of the Takatsuma tufa is shown in Fig. 2.

が卓越している。これらのマウンド状トゥファの表面はシアノバクテリアにより占められ、内部には縞状組織が認められる。

1997年5月から9月まで、高妻の谷において5回の採水と水質調査を行った。第13-b図には、そのうち5月と8月のアルカリ度の結果を示した。水が連続的に流れている区間(測点14-9および測点5-1)に限って見ると、アルカリ度は連続的に減少し、これらの区間での炭酸カルシウムの堆積が示唆される。8月のデータで測点7から湧き出した水の高いアルカリ度は、水が測点9から地下を浸透していく過程でトゥファを溶解した可能性を示唆している。アルカリ度の減少幅は8月の方が大きく、夏季に効果的にトゥファの堆積が起こっていたと考えられる。

## 5. トゥファ堆積に関わる水質・地形・地質条件

本章では、前章まで記載した城山地域を含む阿哲台の地形・地質・トゥファの分布・水質を基に、トゥファの堆積条件と堆積機構について考察する。

まず始めに、トゥファの堆積に最も決定的な要因となる水質条件について述べ、その上で、トゥファ堆積に関わる地形・地質条件について考察する。

### 5.1 トゥファ堆積の水質条件

水質的特性の中でトゥファの堆積に最も重要なのは、水の方解石に対する飽和度指数(SIC)であると考えられる。西日本の石灰岩地域の水を調査したKano *et al.* (1998)は、トゥファを堆積させる水のSICは0.5以上であることを指摘した。トゥファの堆積場でのSICの値は他のいくつかの研究でも示されており、クロアチアの例では0.53-0.74 (Emeris *et al.*, 1987)、北部イングランドの例では0.24-1.05となっている (Pentecost, 1992)。SICは正の値をとれば方解石に対して過飽和であり方解石の沈殿は起こりえるが、結晶成長速度の観点からは、低い過飽和の状態では結晶はほとんど生成しない (Stumm and Morgan, 1981)。したがって、Kano *et al.* (1998)が示した、SICが0.5以上必要という水質条件は、方解石の結晶成長速度を増大させ、効果的なトゥファ堆積のために必要であると考えられる。

水が大気中の二酸化炭素分圧と平衡に達している場合に、このSIC値が獲得されるためには、水の $\text{Ca}^{2+}$ 濃度は45ppm以上、アルカリ度は2.25mM/l以上になる必要がある。第4・5図に示した阿哲台全域のデータによると、トゥファを堆積させる水のほとんどがこれらの条件を満たしている。ただし、トゥファを欠く水11試料と4試料の湧水についてはSIC>0.5という条件を満たしているにもかかわらず(第5図)、これらの採集地点でのトゥファの堆積は認められない。この事は、水質以外の

条件(例えば、シアノバクテリアの卓越した微生物相や大きな流速)が満たされていないことを示唆するが、現時点においてこれ以上の議論はできない。

阿哲台のトゥファを堆積させる谷の湧出点では、水の $\text{P}_{\text{CO}_2}$ は2,000  $\mu\text{atm}$ 以上であり、水が地下水系で高い $\text{P}_{\text{CO}_2}$ を保持していることが読みとれる(第4図)。この高い $\text{P}_{\text{CO}_2}$ は雨水が土壌層を通過してきた際に獲得したものであろう。大気中の $\text{P}_{\text{CO}_2}$ (約360  $\mu\text{atm}$ )と平衡に近い二酸化炭素化学種を含み弱酸性である雨水が、石灰岩地帯に降ると、地表の石灰岩を溶解する。しかし、雨水が地表を流れるだけでは溶解される石灰岩は0.5mM/l(アルカリ度に換算すると1.0mM/l)程度にしかならない (Morse and MacKenzie, 1990)。雨水が大量の石灰岩を溶解するためには、二酸化炭素濃度の高い(約0.1-5%)土壌大気中を通過する必要がある、それにより雨水に溶解される石灰岩成分の濃度は最大3mM/lに達する (Ford and Williams, 1988)。

水が鐘乳洞の吐き出し口などから地表に湧出すると、大気中の二酸化炭素濃度との非平衡が原因で、二酸化炭素の脱ガスが活発に起こる。脱ガスは水が谷を流れ下るに従って進行し、水は方解石に対して過飽和となる。谷水の過飽和度がある程度のレベルに達すると、谷水からトゥファが堆積することになる。この脱ガス-過飽和度増加-トゥファ堆積という一連の過程は、第4・5図のデータや第1表の上野呂トゥファや安早トゥファの分析値に示される様に、阿哲台地域のトゥファについて良くあてはまっている。

以上まとめると、トゥファの堆積に関わる水質条件としては、SICが0.5以上という方解石に対して過飽和な水が必要である。このような水は、雨水や流水が地下水として土壌層と石灰岩岩体中を通過し、地表に排出されることにより形成されると考えられる。

### 5.2 トゥファ堆積の地形条件

第2章において、阿哲台のトゥファの分布には、地形的に見て3つの明瞭な規則性があることを記述した。

まず、[地形規則1] 水源が阿哲石灰岩分布域内であっても、土橋・草間・豊永周辺等の石灰岩台地上ではトゥファが堆積していない、ことについて考察する。清水(1965a, b)によれば、石灰岩台地上と石灰岩台地縁辺の急傾斜地に分布するそれぞれ18地点・8地点の湧水の合計湧出量は36l/sec・102l/secであり、石灰岩台地上に分布する湧水は、そもそも湧水量が少ない。しかも、石灰岩台地上では湧水や谷水はほとんど地下へ流れ込み、わずかに地表に存在する水は低い $\text{P}_{\text{CO}_2}$ を反映して、大量の石灰岩を溶かし込んでいないため、トゥファを堆積させる水質条件を満たさない。したがって、石灰岩台地上はトゥファの堆積に適さない。

次に、[地形規則2] 阿哲台の主要河川である高梁

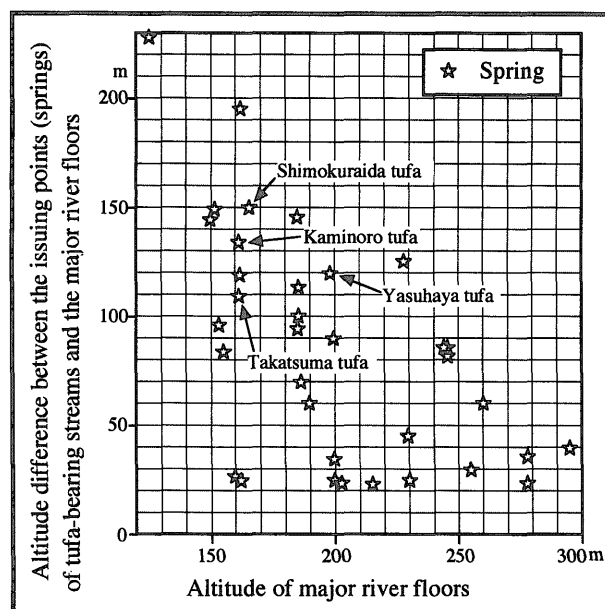
川・佐伏川・備中川や、川床勾配の小さい谷にはトゥファが堆積しないことや、[地形規則3] 石灰岩台地縁の斜面部を源流とし、高梁川・佐伏川・備中川などの主要河川に注ぐ、小規模な川床勾配の大きい谷にトゥファが堆積することは、どの様に説明できるであろうか。

トゥファは淡水域に堆積するが、現在までのところ日本において、主要河川や湖などに堆積したトゥファは知られていない(狩野, 1997; Kano *et al.*, 1998). 海外で知られている河床勾配の小さい河川や湖に堆積したトゥファは、いずれも広大な石灰岩地帯に分布しており(Casanova and Hillaire-Marcel, 1992; Rieger, 1992), 石灰岩岩体の規模が小さい日本ではこのタイプのトゥファは堆積しえないと考えられる. 今まで日本で記載されてきたトゥファはすべて小規模な谷に発達したもので、最大級である愛媛県城川町のトゥファ(吉村ほか, 1996a)や阿哲台の下位田(しもくらいだ: Kano *et al.*, 1998)では、Shimoidaと記したが、しもくらいだが正しい、ここに訂正する)トゥファでも、谷の総延長は500mを越えない(Kano *et al.*, 1998).

アルカリ度・ $\text{Ca}^{2+}$ 濃度が高い水は必ず地下水系を通過したものであり、湧出した後、谷を流れ下る間に二酸化炭素の脱ガスによりSICを増加させ、トゥファ堆積のための水質条件を獲得する. トゥファが堆積している谷の湧出点は、佐伏川や高梁川などの主要河川に対しおよそ20m以上の比高を持つ(第14図). これは水が十分に二酸化炭素を脱ガスするための必要条件であると考えられる. 逆に、湧出点の標高が主要河川の水位と近い場合には、水が十分に脱ガスを行う前に主要河川へと流れ込んでしまうため、トゥファの堆積は起こらない. この様な状況は備中川近くにある諏訪の穴や皆部西方の湧出点(第7図)において認められる. これらの水はトゥファ生成に必要なアルカリ度と $\text{Ca}^{2+}$ 濃度を持つが(第1表), 十分な脱ガス起こらず、SICが小さいため、トゥファを堆積しない.

日本で発見されているトゥファを概観すると、河床の傾斜が大きい部分にトゥファが厚く堆積しており、全体を通して傾斜の角度が数度以下の平坦な谷では一般的にトゥファは堆積していない. この傾向は阿哲台でも認められ、佐伏川沿いの断崖面上に堆積したものはその典型であると言える. さらに、本論で記載した3つのトゥファ(安早・上野呂・高妻)の谷を通してみても、谷の急傾斜な部分にトゥファが厚く堆積し、傾斜数度以下の部分では堆積が起こっていない(第10・11・13図). Dreybrodt *et al.* (1994)によると、急斜面上では谷水が急速に流れ、方解石の核形成が起こりやすくなる. また、二酸化炭素の脱ガスが活発におこり、局所的に方解石に対する飽和度指数が増加する.

以上まとめると、トゥファを堆積させる水質条件を獲得するためには、土壌と石灰岩岩体を通過した地下水



第14図 阿哲台における、主要河床面からのトゥファを堆積させる谷の湧出点(34地点)の比高分布図.

Fig. 14 Altitude difference between the 34 springs that yield tufa-bearing streams and the major river floors in the Atetsu Plateau.

が、主要河川からの十分な比高と急傾斜の河床を持つ谷に排出されなければならない.

阿哲台は、主要河川の河床から石灰岩台地面までの比高が最大350mあり、また、石灰岩台地縁部の斜面は急傾斜となっていて、地下水系(地表下の鍾乳洞)を通過した水を十分な高度から急角度で排水させるには絶好の地形条件を有している. すなわち、トゥファの堆積には、阿哲台のような、主要河川からの比高が大きい石灰岩台地が必要条件となる.

ところで、日本国内のトゥファを堆積させる谷の水源は全て石灰岩岩体内の地下河川になっており、谷の多くは明らかに鍾乳洞につながっている. その好例が秋芳洞であり(吉村ほか, 1996b), 本論で記載した安早トゥファと上野呂トゥファである. 従って、トゥファの分布を考察する場合、鍾乳洞を含む石灰岩の地下河川の分布についても考える必要がある.

阿哲台には、確認された鍾乳洞だけでも81ヶ所あり(日本洞窟協会, 1979), 浦田(1985)が指摘するように、地表下には未知の地下河川が多数存在することは容易に推測できる. そして、阿哲台の鍾乳洞に関する研究の中には、鍾乳洞の開口部や横穴部の現河床面からの比高と第四紀段丘面の現河床面からの比高を対応させ、鍾乳洞の形成時期・形成機構を議論した報告がいくつかある(滝田・村中, 1970; 阿哲団体研究グループ, 1970; 野島, 1970; 新見市教育委員会, 1972; 高安, 1973; 赤木, 1975; 河野・高安, 1987). これらは、河岸段丘の形成される水準面の安定期、すなわち地下水準面の安定期

には、河床面とほぼ同じレベルで地下水面が発達し、横穴型の鍾乳洞が並列して形成されるとの考え (Sweeting, 1950; Davies, 1960; 北備後台地研究グループ, 1969) に基づいている。これらの研究はさらに、段丘面の推定形成年代から鍾乳洞の形成年代についても論じている。たとえば、谷合段丘面は中期更新世 (多摩期) に形成されたと推定されるので、谷合面の現河床面からの比高に対応する高さを持つ鍾乳洞の形成時期も中期更新世 (多摩期) とみなすのである。

しかし、清水 (1965a, b) も指摘しているように、吸い込み型と吐き出し型の鍾乳洞に起因する湧出点は、標高から見ると、石灰岩台地上 (吸い込み型) と石灰岩台地縁辺の斜面部 (吐き出し型) に2分できるにすぎない。さらに、鍾乳洞の水準と段丘面を対比させつつも、鍾乳洞の吐き出し口は石灰岩と非石灰岩の境界付近に位置することが多く、鍾乳洞の標高のみで形成時期を確定できないとする意見 (野島, 1970) や、宇山洞などの石灰岩台地上のドリネ底の吸い込み口である鍾乳洞の形成時期や形成機構は、そもそも河岸段丘の形成時期や形成機構と関連していないという指摘 (長谷川・山内, 1977), もなされている。

鍾乳洞形成が段丘形成と関連しているという考えの基に、滝田・村中 (1970) は、佐伏川沿いの水岩石 (トゥファ) が、谷合面と井倉面に対応する鍾乳洞の開口部 (吐き出し口) から湧出する谷に発達することから、トゥファが、谷合面と井倉面の形成期 (それぞれ中期更新世-多摩期, 中期更新世-下末吉期) の古環境を表わす可能性を指摘している。また、阿哲団体研究グループ (1970) は、桑原段丘面 (後期更新世-武蔵野期に形成) に対応する鍾乳洞の開口部 (吐き出し口) から湧出する谷にのみ水岩石 (トゥファ) が分布すると述べている。上記2編の論文は、水岩石 (トゥファ) の堆積機構については記述していないが、トゥファが特定の地形的水準に発達し、その堆積開始時期を特定できることを示唆している。

私たちの調査結果では、石灰岩台地縁辺の斜面部に位置するトゥファは、谷の源流である鍾乳洞 (吐き出し口) が主要河川の河床面からおおよそ20m以上の比高を持つことが確認された (第14図)。このことは、滝田・村中 (1970) と阿哲団体研究グループ (1970) が指摘する、段丘面とトゥファの堆積水準との関係を一見支持しているように見える。しかし、トゥファに関連した湧出点が主要河川から比高20m以上の場所に位置しているという点を除くと、それらの比高・標高について何ら規則性は認められず (第14図)、従来の鍾乳洞水準 (段丘水準) 支配説はあてはまらない。鍾乳洞 (吐き出し口) や湧出点の位置は、むしろ次項で論ずる様に、地質条件に大きく支配されている。

### 5.3 トウファ堆積の地質条件

阿哲台のトゥファの分布には、第2章で記載したように、2つの地質学的な規則性がある。まず、[地質規則1] 石灰岩岩体と非石灰岩岩体の境界面 (岩相境界面・衝上断層面) 沿いを源流とする谷にトゥファは堆積する、ことについて考察する。

一般的に石灰岩は雨水により溶食を受けやすく、その岩体中に地下水系が発達すると透水性の極めて大きな地質体になるという特徴を持つ。また、一般的に石灰岩岩体が相対的に透水性の低い非石灰岩岩体の上位に重なる地質構造の場合、両者の岩相境界は透水性の異なる面となり、そこで地下河川が発達するとされている (Bögli, 1980)。また、層状の石灰岩岩体が非石灰岩岩体中に挟まれる場合、石灰岩岩体の上・下限の岩相境界が地下水系の発達を規制することが、沖縄地方の古生代石灰岩分布域を例に指摘されている (たとえば、木野, 1979)。

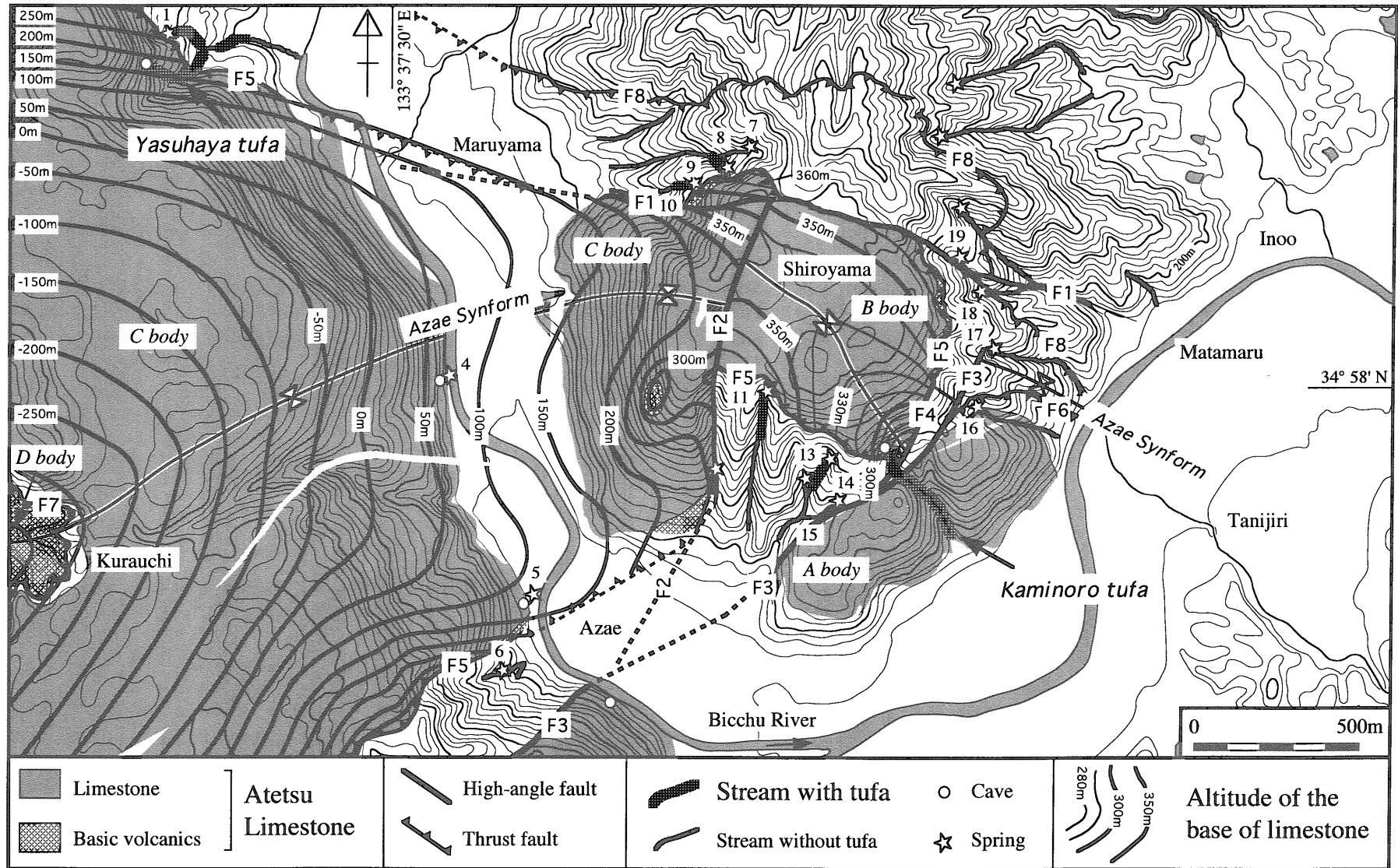
阿哲台の石灰岩、非石灰岩 (玄武岩質岩・珪質岩・碎屑岩など) の透水係数については明らかではないが、溶食を受けている石灰岩と非石灰岩では透水係数が大いに異なる事は容易に推察できる。したがって、Bögli (1980) や木野 (1979) が述べている事を城山地域に適用すると、阿哲石灰岩南部相内での層序的上位の石灰岩と層序的下位の玄武岩質岩の岩相境界面、または、阿哲石灰岩ナップIの下限を画する衝上断層面 (F5面) に沿って地下水系が形成され易いとみなすことができる。

城山地域の上野呂トゥファを堆積させる谷は、阿哲石灰岩ナップIの下限を画する衝上断層 (第15図のF5) 付近にその源流が位置しており、衝上断層面に沿って発達していると推定される地下河川から水が湧出している可能性がある。このことの検証のために、第15図には周辺の地質構造を基に作成した、石灰岩と玄武岩質岩の岩相境界 (石灰岩の基底面) の高度を示した。

第7・15図に示されている城山地域の谷の湧出点は、上流に阿哲石灰岩分布域を持たない谷を除くと、阿哲石灰岩ナップIの下限を画する衝上断層 (F5) 付近に位置しており、衝上断層面に沿って、または石灰岩と玄武岩質岩の岩相境界面に沿って、地下水系が形成されていることを強く示唆する。しかし、城山地域の湧水のうち、上野呂台地の南斜面 (地点11・13) ・南東斜面 (上野呂トゥファ) ・北西斜面 (地点8・9) での湧水からはトゥファは堆積し、台地東斜面の湧水 (地点16から19) からはトゥファは堆積していない。さらに、トゥファの規模や水量は台地南東斜面に位置する上野呂の谷で突出して大きく、他の湧水では小規模である。

このような特徴は、石灰岩の基底面 (岩相境界面) および衝上断層面の傾斜角、および基底面と衝上断層面の傾斜方向と地表面の傾斜方向との関係を考えることでうまく説明できる。阿哲石灰岩B岩体の石灰岩の基底面は、皆部シンフォーム構造に規制されて、全体として南





第15図 城山地域における石灰岩体の基底面高度図。

B岩体では基底面が上野呂トウファの湧出点に向かって低下していることに注目。図の範囲を第2図に示す。

Fig. 15 Altitude of the base of limestone bodies of the Shiroyama area.

The base of limestone of the B body dips to the direction of the spring of the Kaminoro tufa. Mapped area is shown in Fig. 2.

東側に傾斜する船底状の形態を呈している (第9・15図)。この石灰岩の基底面は、南東端を除けば $10^\circ$ 以下の緩傾斜である。衝上断層 (F5) の断層面もほとんど同じ形態と傾斜を有し (第9図)、岩体の垂直方向の厚さ (真の層厚ではない) は最大で80mである。この地質的条件下で石灰岩岩体基底面に地下河川が発達すると、阿哲石灰岩B岩体分布域の地表面から浸透した水は、石灰岩岩体中を浸透した後、岩相境界面 (または衝上断層面) に沿って、その傾斜方向に流れ下るのである。そして、この地下水は、岩相境界面が地表面と交わる場所で湧出することになる。断面図 (第9図) に示されているように、上野呂トウファが形成されている湧出点は、まさに石灰岩岩体の基底面高度が最も低くなっている場所にあり、ここでの湧水量が他に比べ明らかに大きいことは、上野呂台地上に降った雨水の多くが、この経路を通過していることを示し、上記の推察を裏付ける。一方、上野呂台東斜面では、石灰岩岩体の基底面が南西向きに傾斜し、しかも地表面が東向きに傾斜するので、湧出点 (地点16から19) には石灰岩岩体を通過した水はあまり流れ込めない。また、上野呂台南斜面・北西斜面では、石灰岩岩体の基底面がそれぞれ東向き・南西向きに傾斜し、地表面がそれぞれ南向き・西向きに傾斜しており、基底面と地表面が斜交している。このことが、わずかながら石灰岩岩体を通過した水を排出させ、地点11・13と地点8・9でトウファを堆積させるのであろう。

安早トウファ (第15図) を堆積させる谷の源流 (鍾乳洞) は、阿哲石灰岩ナップIの下限を画する衝上断層 (F5) の近くにある。ここでは、石灰岩の基底面は約 $40^\circ$ で南向きに傾斜しており、北東～東向きに傾斜する地表面の傾斜方向と斜交している。ここでは、上野呂台南斜面・北西斜面と同様に、石灰岩の基底面に沿って形成された地下水系の一部が、高度の低い地表面に向けて地下水を湧出させているのであろう。

上野呂台地西斜面は、阿哲石灰岩C岩体が分布しており (第15図)、ここには湧水が認められない。このことも石灰岩の基底面の傾斜角と傾斜方向を考えることでうまく説明できる。阿哲石灰岩C岩体の石灰岩の基底面の傾斜角は $40^\circ$ 程度で、台地斜面の傾斜方向と同じく西向きに傾斜している (第9・15図)。このような場合、地下河川は水平方向の鍾乳洞が形成されないかぎり、沖積面近くの地下水面まで石灰岩の基底面に沿って流下するのであろう。

皆部西方の諏訪の穴 (第15図) は、阿哲石灰岩C岩体の分布域に位置する横穴式の鍾乳洞 (吐き出し口) であり、多量の湧水が認められる。ここでは、阿哲石灰岩C岩体の石灰岩の基底面は、標高60m付近にあり、西方向に $20^\circ$ 程度で傾斜している。諏訪の穴付近の地表面は約 $30^\circ$ で東向きに傾斜している。この地点の様に、現在の地表面や地下水面と比べ衝上断層面や岩相境界面の高

度が明らかに低い場合には、地下水系は、断層面や岩相境界面に沿って形成されるよりも、むしろ他の要因によって形成されると予想される。たとえば、阿哲団体研究グループ (1970) などが指摘している様に、過去の河床面水準が鍾乳洞 (横穴部や吐き出し口) の発達水準を規制していた可能性が挙げられる。

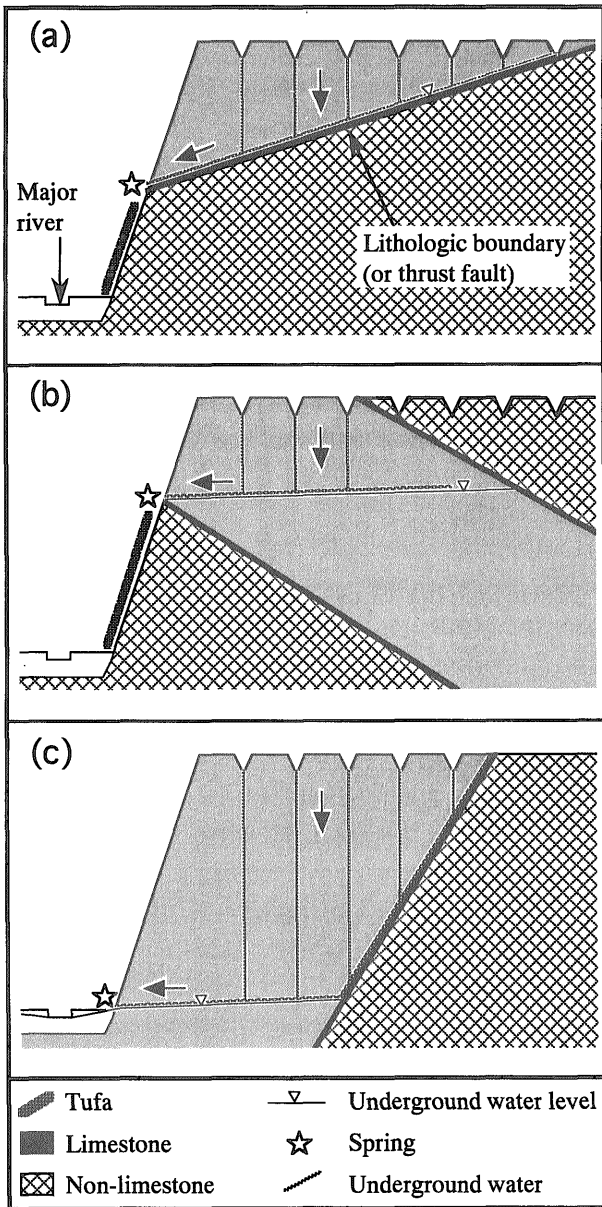
また、城山地域では観察されないが、井倉北方の高梁川左岸のトウファを堆積させる谷 (第2図) では、南部相石灰岩の基底面が北に約 $30^\circ$ で傾斜し、石灰岩台地縁の斜面がほぼ逆方向の南に傾斜している場合でも斜面から地下水が湧出する事がある。ここでは、石灰岩台地上で、南部相の石灰岩体の上位にさらに北部相の玄武岩質岩が分布している。このように、石灰岩岩体が非石灰岩岩体に挟まれた層状岩体として存在する場合、木野 (1979) が指摘するように、石灰岩岩体の上・下限の岩相境界面は不透水バリアーとして機能し、地下水面を上昇させて地下水を排水させていると考えられる。

以上をまとめると、石灰岩と非石灰岩の岩相境界面 (または衝上断層面) の傾斜角度と傾斜方向は、地下水系の発達に対し大きく影響している。第16図には岩相境界面と湧出点の関係を模式的に表した。石灰岩と非石灰岩の岩相境界面が緩傾斜で、かつ地表面の傾斜方向と同じ場合 (たとえば、上野呂トウファの場合) には、岩相境界面に沿って地下水系が発達し、地表面と岩相境界面の交線上で地下水は湧出する (第16-a図)。岩相境界面が地表面と逆方向に傾斜する場合でも、石灰岩体の上位にも非石灰岩が位置すれば (たとえば、井倉北方の高梁川左岸のトウファの場合)、岩相境界面が不透水バリアーとして機能する可能性がある (第16-b図)。岩相境界面が急傾斜の場合 (たとえば、上野呂台西斜面の場合) は、地下水系は岩相境界面の規制を受けない (第16-c図)。

阿哲台以外の、平尾台白谷のトウファ (浦田ほか, 1997) ・愛媛県城川町のトウファ (Kano *et al.*, 1998) ・沖縄県ギーザバントのトウファ (兼子ほか, 1997) も、石灰岩と非石灰岩の岩相境界面付近から湧出する谷に堆積している。これらの谷もまた、岩相境界面の傾斜角度と傾斜方向に規制されて湧出していると予想される。

最後に [地質規則2] 阿哲石灰岩分布域を走る高角断層沿いを源流とする谷にトウファは堆積する、について考察する。阿哲台の高角断層の水文地質的な挙動は不明であるが、いくつかの鍾乳洞 (吐き出し口) や湧水が高角断層沿いに存在することは、高角断層面が地下水系の発達を規制していることを暗示している。

阿哲台でおそらく最大の規模を持つ下位田トウファ (第2図) を堆積させる谷は、石灰岩台地の北西斜面で、北東-南西方向に走る高角断層の極く近傍の断層北西側に位置する鍾乳洞から湧出している。この高角断層



第16図 地質構造と湧出点・地下河川の位置を表す模式図。(a)：岩相境界面(または衝上断層面)が低角で主要河川側に傾斜する場合、(b)：岩相境界面(または衝上断層面)が主要河川側と逆方向に傾斜する場合、(c)：岩相境界面(または衝上断層面)が高角な場合。

Fig. 16 Schematic diagram showing the relationship between the geological structure, and locations of spring and underground water. (a): lithologic boundary surface (or thrust surface) gently dips toward the major river, (b): lithologic boundary surface (or thrust surface) dips away of the major river, (c): lithologic boundary surface (or thrust surface) steeply dips.

の南東側の石灰岩台地上には、阿哲石灰岩南部相が分布し、ここでは石灰岩が北東向きに約30°で傾斜している。石灰岩は非石灰岩体に挟まれた層状岩体として分布している。この地質構造から考えると、石灰岩台地上から浸透した地下水は、石灰岩と非石灰岩の岩相境界面

(上限は衝上断層面)を不透水バリアーとして貯溜し、標高の低い石灰岩台地北西斜面の高角断層に沿って湧出していると見なされる。

このように、地質が地下水系の発達程度を規制しているならば、トウファの堆積条件として、石灰岩と非石灰岩の岩相境界面(または衝上断層面)の構造と高角断層面の構造を挙げることができるであろう。

## 6. おわりに

本論では、阿哲台という限定されたフィールドの中で、トウファの堆積に関する地質・地形・水質条件を考察し、トウファの堆積機構について論じた。その結果、トウファの堆積には、第一義的に水質条件が満たされねばならず、そのような水質をもつ水の形成には、地域的な地質や地形が深く関連していることが明らかとなった。

しかし、阿哲台はトウファの発達程度という意味からは例外的なケースであると言える(Kano *et al.*, 1998)。阿哲台の石灰岩岩体の規模は、同じ秋吉帯に属する福岡県の平尾台・山口県の秋吉台・広島県の帝釈台と同程度であるが、トウファの規模とその数という点から見ると、阿哲台は秋吉台や帝釈台に比較してはるかに大きい。阿哲台以外の上記の3地域でもトウファの探索・研究は行われているが、現在までトウファの報告例は、平尾台が7カ所(吉村ほか, 1996a; 浦田ほか, 1997)、秋吉台が1カ所(吉村ほか, 1996b, c)、帝釈台が2カ所(Kano *et al.*, 1998)にすぎない。

国内において学術的には近年までほとんど認識されなかったトウファは、阿哲台地域の住民の間ではその存在が古くから「水岩石」という名で広く知られている。高梁市上野などでは1995年まで観賞用として採掘され、井倉洞や満奇洞(第2図)の土産物屋で販売されていた。孔隙質であるという水岩石の特長は植物の根付きにとって好都合である。苔むした水岩石に草木が根付いた姿を巖の縮景に見立て、そこに侘び寂を求めた盆栽愛好家も多い。私たちの知る限り、トウファを特産品として扱ってきた事実は阿哲台に限定されており、秋吉台や帝釈台または日本国内の他の石灰岩地域では無い。

このトウファに関する阿哲台の特異性の原因の1つは、本論で述べたように地質と地形の特徴に求められるであろう。阿哲台におけるトウファは主要河川床面に比べて高い位置から湧出した水から堆積し、湧出点は石灰岩と非石灰岩の岩相境界(または衝上断層)に沿って分布している。従って、石灰岩台地縁辺の急斜面上に岩相境界(または衝上断層)が位置すれば、トウファが堆積する地質-地形条件が満たされていることになる。この様な場所は阿哲台には至る所に存在するのに対して、私達の予察的検討では、秋吉台や帝釈台では意外に少ない

ようである。

また、もう1つの原因は阿哲台の水の高い溶存炭酸カルシウム量に関係しているかもしれない。データの数は少ないが平尾台(浦田ほか, 1997)・秋吉台(吉村ほか, 1996b; Yoshimura and Inokura, 1997)・帝釈台(Kano *et al.*, 1998)の水は阿哲台で採集された水に比べて、アルカリ度・Ca<sup>2+</sup>濃度ともに低い値を示す傾向がある。今後の調査により、この傾向が確かめられたとすれば、阿哲台の特異性は水の湧出にかかわる地質・地形的条件に加えて、石灰岩の溶解にかかわる何らかの条件により説明されることになるだろう。

**謝辞** 九州大学理学部の吉村和久教授・藤野剛聡さんには、化学分析について御指導・御協力頂くとともに、トゥファについて様々な御教授をいただいた。地質調査所地質部の兼子尚知さんと東京都立大学の浦田健作博士には、原稿を読んでいただき貴重なコメントをいただいた。また、浦田博士と地質調査所環境地質部の石井武政博士にはそれぞれ、阿哲台の鐘乳洞に関する文献と地下水に関する文献をご教示いただいた。野外での谷の測量や水質調査には、広島大学理学部地球惑星システム学科の上林輝美さん・藤井秀憲さん・山本 晃さん・小路由香子さん・野中広美さん・横地玲果さんらに御協力いただいた。北房町役場には1/5,000地形図の入手に便宜を図っていただいた。調査対象地域の数多くの方々から、トゥファ(水岩石)に関する情報の提供と、調査に伴う立ち入りや採水に便宜を図っていただいた。以上の皆様に厚く御礼申し上げる。また、調査に要した費用の一部として広島大学後援会からのサタケ研究助成金を使用した。

## 文 献

- 赤木三郎 (1975) 洞くつ。アーバンクボタ, no.11, 32-39.
- 阿哲団体研究グループ (1970) 洞くつ地質学ノート 5. 阿哲台の鐘乳洞と河岸段丘。地球科学, **24**, 225-227.
- Bögli, A. (1980) *Karst Hydrology and Physical Speleology*. Springer-Verlag, Berlin, 284p.
- Casanova, J. and Hillaire-Marcel, C. (1992) Chronology and paleohydrology of late Quaternary high lake level in the Manyara Basin (Tanzania) from isotopic data on fossil stromatolites. *Quat. Res.*, **38**, 205-226.
- Chafetz, H.S. and Folk, R.L. (1984) Travertines: Depositional morphology and bacterially constructed constituents. *Jour. Sed. Petrol.*, **54**, 289-316.

- Chafetz, H.S., Utech, N.M. and Fitzmaurice, S.P. (1991) Difference in the  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  signature of seasonal lamina comprising travertine stromatolites. *Jour. Sed. Petrol.*, **61**, 1015-1028.
- Davies, W.E. (1960) Origin of caves in folded limestone. *NSS Bull.*, **22**, 5-18.
- Dreybrodt, W., Swenson, U., Zaihua, L., and Yuan, D. (1994) Influence of hydrodynamic conditions and water chemistry on the formation of tufa in Haunglong, Sichuan. *Cave Karst Sci.*, **29**, 9.
- Emeris, K.C., Richnow, H.H. and Kempe, S. (1987) Travertine formation in Plitvice National Park, Yugoslavia: Chemical versus biological control. *Sedimentology*, **34**, 595-609.
- Ford, D.C. and Pedley, H.M. (1996) A review of tufa and travertine deposits of the world. *Earth Sci. Rev.*, **41**, 117-175
- Ford, D.C. and Williams, P.W. (1988) *Karst Geomorphology and Hydrology*. Unwin Hyman Academic, London, 600p.
- 藤井秀憲・井原拓二 (1998) 縞状トゥファの組織的特徴。日本地質学会第105年学術大会演旨, 324.
- 藤野剛聡・吉村和久 (1998) 酸性降水物量の指標としてのトゥファ中の硫酸塩 (2)。日本地球化学会1998年会演旨, 167.
- 長谷川善和・山内 浩 (1977) 阿哲石灰岩台地の宇山洞産ナウマン象歯化石。洞窟学雑誌, **2**, 19-26.
- 早坂康隆・杉本 孝・叶 利明 (1995) 岡山県新見-勝山地域のオフィオライトと変成岩類。日本地質学会第102回大会見学旅行案内書, 71-87.
- 兼子尚和・浦田健作・吉村和久 (1997) 沖縄本島南部地域のトゥファ。洞窟学雑誌, **22**, 55-70.
- 狩野彰宏 (1997) 淡水成炭酸塩トゥファの特徴と成因: レビュー。地球科学, **51**, 177-187.
- Kano, A., Sakuma, K., Kaneko, N. and Naka, T. (1998) Chemical properties of surface waters in the limestone regions of western Japan: Evaluation of chemical conditions for the deposition of tufas. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C*, **11**, 11-22.
- 狩野彰宏・渡邊 剛 (1998) トゥファの安定同位体比変動からわかる古気候変動。地学団体研究会第52回総会要旨集, 133-136.
- 河野通弘・高安克己 (1987) 鐘乳洞。日本の地質7-中国地方, 共立出版, 東京, 150-153.
- 木野義人 (1979) 日本における地下水の賦存状況。地下水ハンドブック, 株式会社建設産業調査

- 会, 東京, 555-563.
- 北備後台地団体研究グループ (1969) 鍾乳洞の形成期について. 地質雑, **75**, 281-287.
- Lowenstam, H. A. (1981) Minerals formed by organisms. *Science*, **211**, 1126-1131.
- 松岡 淳・坂井三郎 (1998) 綿状炭酸塩堆積物トッファに記録された安定同位体組成. 日本地質学会第105年学術大会演旨, 66.
- Morse, J.W. and MacKenzie, F.T. (1990) *Geochemistry of Sedimentary Carbonates*. Elsevier, Amsterdam, 696p.
- Naka, T. (1995) Stratigraphy and geologic development of the Carboniferous to Permian strata in the Atetsu region, Akiyoshi Terrane, Southwest Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C*, **10**, 199-266.
- 日本洞窟協会 (1979) 洞人 1 (4) - 第2回日本洞窟大会記念号 - . サンコー印刷, 総社市, 40p.
- 新見市教育委員会 (1972) 阿哲台の洞くつ. 新見市, 38p.
- 野島 哲 (1970) 高梁川水系鍾乳洞群の水準について. 山口大学洞穴研究会石灰洞報告書, no.11, 8-18.
- 沖村雄二・長谷 晃・宮本隆実・吉田 靖 (1981) 阿哲石灰岩地域の衝上断層群と褶曲構造, とくに西部地域の構造について. 中生代造構作用の研究, no.3, 173-181.
- Otoh, S. (1987) Late Paleozoic tectonic development in the northern part of the Chichibu Geosyncline in the east Chugoku Mountains, Southwest Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. II*, **21**, 379-415.
- Pentecost, A. (1992) Carbonate chemistry of surface waters in a temperate karst region: The southern Yorkshire Dales, UK. *Jour. Hydrol.*, **139**, 211-232.
- Pentecost, A. (1995) The Quaternary travertine deposits of Europe and Asia Minor. *Quat. Sci. Rev.*, **14**, 1005-1028.
- Pentecost, A. and Riding, R. (1986) Calcification in cyanobacteria. In Leadbeater, B.S.C. and Riding, R. (eds.) *Biom mineralization of Lower Plants and Animals*. Oxford Univ. Press, Oxford, 73-90.
- Plummer, L.N. and Bosenberg, E. (1982) The solubilities of calcite, aragonite and vaterite in CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O solutions between 0 and 90°C, and an evaluation of the aqueous model for the system CaCO<sub>3</sub>-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **46**, 1011-1040.
- Rieger, T. (1992) Calcareous tufa formations. *Calif. Geol.*, **45**, 99-109.
- Sada, K. (1965) Carboniferous and Permian stratigraphy of the Atetsu Limestone in west Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C*, **5**, 21-80.
- 清水欣一 (1965a) カルスト泉に関する若干の知見. 日本地下水学会誌, **9**, 6-9.
- 清水欣一 (1965b) 湧泉の見掛け単位面積排水量に関する考察 (主としてカルスト泉の水理地質について). 応用地質, **6**, 145-157.
- Shiraiwa, T., Goyal, A. and Tolbert, N.E. (1993) Alkalization of the medium by unicellular green algae during uptake of dissolved inorganic carbon. *Plant Cell Physiol.*, **34**, 649-657.
- Stumm, W. and Morgan, J.J. (1981) *Aquatic Chemistry*. Wiley-Interscience, New York, 583p.
- Sturchio, N.C., Pierce, K.L., Murrell, M.T. and Sorey, M.L. (1994) Uranium-series ages of travertines and timing of the last glaciation in the northern Yellowstone area, Wyoming-Montana. *Quat. Res.*, **41**, 265-277.
- Sweeting, M.M. (1950) Erosion cycles and limestone caverns in the Inglebrough district. *Geographic. Jour.*, **115**, 63-78.
- 高安克己 (1973) 鍾乳洞にも法則がある - 岡山県阿哲台の鍾乳洞群を中心として -. *Nature Study*, **19**, 18-24.
- 武邊勝道・高橋 修・吉村和久・狩野彰宏・佐野弘好 (1996) 淡水性炭酸塩堆積物の生成におけるシアノバクテリアの役割. 日本地質学会第103年学術大会演旨, 391.
- 滝田澄正・村中民義 (1970) 岡山県阿哲台地の石灰洞くつの形成時期について. 洞くつ研究, **3**, 4-8.
- 田崎和江 (1997) バイオマットー身近な微生物がつくる生体鉱物. 橋本確文堂, 金沢市, 91p.
- Tazaki, K. and Ishida, H. (1996) Bacteria as nucleation sites for authigenic minerals. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **102**, 866-878.
- 寺岡易司・松浦浩久・牧本 博・吉田史郎・神谷雅晴・広島俊男・駒谷正夫・志知竜一 (1996) 20万分の1地質図幅「高梁」. 地質調査所.
- Truesdell, A.H. and Jones, B.F. (1978) WATEQ a computer program for calculating chemical equilibria of natural waters. *Jour. Res. U.S. Geol. Surv.*, **2**, 223-248.
- 浦田健作 (1985) ゴンボウツネー本小屋の穴の発見. 山口ケイビングクラブ会報, no.21, 6-9.
- 浦田健作・藤井厚志・吉村和久・井倉洋二 (1997)

- 平尾台の水文地質. 日本地質学会第104年学術大会見学旅行案内書, 189-215.
- Yoshimura, K. and Inokura, Y. (1997) The geochemical cycle of carbon dioxide in a carbonate rock area, Akiyoshi-dai Plateau, Yamaguchi, southwestern Japan. *Proc. 30th Intern. Geol. Congr.*, **24**, 114-126.
- 吉村和久・染谷 孝・浦田健作 (1995) 陸域における炭酸塩の無機的沈殿とそれに及ぼす生物作用. *月刊地球*, **17**, 677-682.
- 吉村和久・浦田健作・狩野彰宏・井倉洋二・本田幸雅 (1996a) 西南日本の石灰岩地域に産する  
トウファ. *洞窟学雑誌*, **20**, 19-26.
- 吉村和久・井上眞理・染谷 孝・松浦健太郎・橋口美保子・原 友子・大坪久記・松岡史郎 (1996b) 山口県秋芳洞洞口のトウファ形成に及ぼすシアノバクテリアの寄与. *洞窟学雑誌*, **20**, 27-37.
- 吉村和久・井倉洋二・高橋恒太・陳 元陽・劉 慶男・陳 孟江 (1996c) 台湾タロコ峡谷石灰岩地帯におけるトウファ. *洞窟学雑誌*, **21**, 59-64.
- (受付: 1998年10月16日; 受理: 1998年11月18日)