

55(521.52)(084.32M50)(083)

地域地質研究報告

5 万分の 1 図幅

東京 (8) 第 13 号

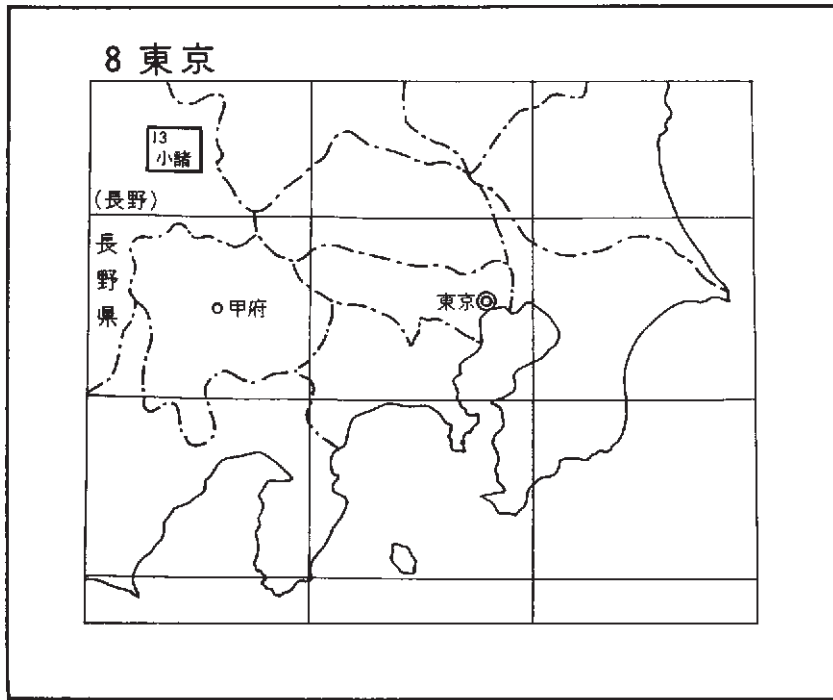
小 諸 地 域 の 地 質

河内晋平・荒牧重雄

昭 和 54 年

地 質 調 査 所

位置図



() は 1 : 200,000 図幅名

目 次

I. 位 置	1
II. 地 形	1
III. 研究史	2
IV. 地 質	3
IV. 1 古生層	3
IV. 1. 1 海瀬層群	3
IV. 2 新第三系	4
IV. 2. 1 中信層群	4
IV. 2. 2 石英閃緑岩	6
IV. 3 第四系	7
IV. 3. 1 小諸層群	7
IV. 3. 2 志賀溶結凝灰岩・水落観音玄武岩	14
IV. 3. 3 塩嶺累層	15
IV. 3. 4 八ガ岳火山岩類	16
IV. 3. 4. 1 古八ガ岳期	16
IV. 3. 4. 2 新八ガ岳期	19
IV. 3. 5 勝間草炭層・岩尾層	21
IV. 3. 6 浅間火山岩類	22
IV. 3. 6. 1 黒斑山中部層（三ツ尾根グループ）	22
IV. 3. 6. 2 塚原「泥流」堆積物	22
IV. 3. 6. 3 軽石流堆積物および2次堆積物	25
IV. 3. 6. 4 前掛山・追分火砕流堆積物	28
IV. 3. 7 その他の第四系	28
IV. 3. 7. 1 ローム層	28
IV. 3. 7. 2 段丘堆積物	29
IV. 3. 7. 3 河川堆積物	29
V. 応用地質	29
文 献	30
柱状図	34
Abstract	37

小 諸 地 域 の 地 質

河内晋平*1・荒牧重雄*2

この図幅地域の野外調査は、半部の八ガ岳火山岩類分布域については河内が、北東部の浅間火山岩類分布域については荒牧が分担して、それぞれ1977年に行った。しかし両者は、すでに永年にわたってそれぞれの地域の調査に従事してきているので、内容についてはそれらの成果をもち込んである。また、北半部の小諸層群分布域および西端部の中信層群分布域については、すでに詳細な報告がいくつか存在するため、河内が必要に応じて野外のチェックを行った上まとめた。

報告に当って、種々御指導いただいた北海道大学石川俊夫名誉教授・勝井義雄教授に厚く御礼申し上げる。北海道大学棚井敏雅教授には、望月町浅田切で採集した化石について鑑定していただいた。上田高校山岸猪久馬教諭には岩尾層等について現地で討論していただいた。また、北佐久郡望月町役場商工課からは、春日鉱泉と石材（鉄平石）について御教示をえた。合せて厚く御礼申し上げる。

I. 位 置

この図幅地域は、地理上東経 $138^{\circ} 15' - 138^{\circ} 30'$ ・北緯 $36^{\circ} 10' - 36^{\circ} 20'$ の、日本列島のほぼ中央部に位置しており、行政区画は、長野県の二市（小諸市・佐久市）・三郡七町四村（小県郡丸子町・長門町・武石村・和田村；北佐久郡御代田町・望月町・立科町・浅科村・北御牧村；南佐久郡白田町・佐久町）に属している。

地質学上の位置は、別所フェーズの造山運動（小林，1957）によって、北部フォッサ・マグナ帯内に中新世末期に形成された隆起帯（中央隆起帯，小林，1958）の一部、およびこの隆起帯の出現によって東側に分化した堆積区に当っており、八ガ岳火山列（河内，1961；KAWACHI, 1972；河内，197-75，1977）の北麓と、浅間火山（ARAMAKI, 1963；荒牧，1968）の南西麓を含んでいる。

II. 地 形

この地域の地形は、ほぼ中央部に位置する望月町から南にひろがる＜南半部＞、北にひろがる＜北半部＞、千曲川沿いおよびその右岸にひろがる＜（北）東部＞、および依田川に沿う＜西端部＞に4分して考えるのが便利である。

＜南半部＞は、八ガ岳の北麓に当り、標高700-1,400mの、北に傾斜したゆるやかな地形を示す。全

*1 北海道大学理学部 *2 東京大学地震研究所

般にわたって、火山の山麓地形としてはやや解析がすすんでいるが、西南方には、標高1,000-1,400mの、火砕流堆積物と溶岩からなる台地が発達している。また、東方には、断片的ではあるが、標高800-1,000mの長者原をはじめとするいくつかの小型平坦地形が認められ、主としてくさり礫層から構成されている。

<北半部>は、鹿曲川をはさんで標高800m前後の、東（御牧ガ原）・西（八重原）2つの丘陵地からなる。これらの丘陵地は、主として新第三紀末—第四紀初期の陸成層である小諸層群から構成されており、八重原では、そのさらに上位を、広く、厚い礫層が被覆している。

<（北）東部>は、主として標高600-780mの、広い沖積地（‘佐久平’）と浅間火山の山麓（600-800m）からなり、図幅地域の東端で、関東山地の北西端部がごくわずかに認められるにすぎない。浅間火山の山麓は、のちに詳しくのべるように、主として軽石流および「泥流」堆積物から構成されており、前者については、特有の田切地形が、後者については塚原付近を中心にして、無数の小型流れ山地形の発達が顕著である。

<西端部>の地形は、すでにのべた中央隆起帯の一部に属しており、緑色凝灰岩類を主とする急峻な山地（600-1,100m）からなる。

図幅地域内を流れる河川は、いずれも北流する千曲川の支流に当る。それらのうち主要なものとしては、上述した依田川・鹿曲川のほかに、<南半部>では西から芦田川・八丁地川・唐沢・細小路川・布施川；<北半部>では番屋川；<（北）東部>では南から内山川・湯川・繰矢川；<西端部>では内村川などがある。河岸段丘地形は、地域全体をつうじて顕著ではなく、望月町および主として佐久市塩名田付近から北の千曲川沿いに、数段認められるにすぎない。

Ⅲ. 研究 史

この地域については、すでに多数の地質学的研究が知られている。それらのうち、初期（戦前）のもっともまとまったものとしては、本間（1931）をあげることができ、最近（戦後）では小林（1957）・フォッサ・マグナ研究グループ（1958）・長野県地学会（1962）などをあげることができる。本間（1931）は、この地域を含む“信濃中部”の広い範囲の詳細な地質図を作製して、大筋において今日に至る第三系の標準層序を確立したうえ、火成岩類の分布様式などにも注意を払った。そして褶曲区と無褶曲区を識別するなど、構造区分も行っている。彼の指摘する褶曲区と無褶曲区の間を占めて、南西—北東方向にのびる幅約20kmの地帯が、すでにのべた中央隆起帯に当たっており、この図幅地域の西端部に、岩石の一部が分布している。この帯は、主として緑色凝灰岩類とそれらに貫入した石英閃緑岩・ひん岩類から構成されており、今日まで内村団体研究グループ（1953）、林ほか（1956）、歌代ほか（1957, 1958）、山岸・林（1958）、稲葉（1959）、歌代ほか（1959）、飯島ほか（1963）、河野・植田（1966）、UTADA（1973）、歌田（1973）、杉山ほか（1973）、柴田ほか（1976）などによって詳細な研究が行われており、関連する研究としては沢村・大和（1953）、MOMOSE（1958）、MOMOSE et al.（1966）、相馬（1968）、山崎ほか（1976）などを上げることができる。

一方、この図幅地域の中央北部は、中央隆起帯の東側にひろがる本間（1931）の無褶曲区に相当して

おり、ここで飯島ほか（1956）は、本間の塩川層（更新統）について再検討を加え、これを陸成層の小諸層群（鮮新統）とその上位に不整合でのる岩尾累層（更新統）とに2分して、それぞれの地史的位置づけを明確にした。小諸層群、およびこれに関連する研究では、その後今日まで、飯島ほか（1958）、飯島（1962）、飯島ほか（1963）、河内・河内（1963）、Saito（1965）、信州研究グループ（1969）、小坂・千曲川団研グループ（1971）、竜野・千曲川団研グループ（1973）、秋間・千曲川・豊野・松本盆地団研グループ（1973）、田口ほか（1976）、窪田（1978）などの研究が知られており、その地質年代については大部分が更新統であるとされるようになった（信州研究グループ、1969）。これらの研究のうち、飯島ほか（1963）は、時代論などの2・3の点を除き、この図幅地域西端部の緑色凝灰岩類の分布域を含めて、当時までの研究の状況を手っとり早く知るうえで便利である。

図幅地域の南半部を占める八ヶ岳地域については、河内（1961）、KAWACHI（1972）、河内（1974-75、1977）の研究があり、その山麓部に発達する第四系を主題とした研究としては、藤本（編、1958）、塩川団研（1963）、飯島ほか（1966）、北沢（1965、1967）、小林ほか（1967）、飯島（1967）、飯島ほか（1968）、信州研究グループ（1969）、塩川団研（1970）、小坂ほか（1975）、八ヶ岳団研グループ（1976、1977）、北部フォッサ・マグナ・千曲川団研グループ（1976）などがある。またこの地方から産出した象化石については、八木（1931）、斉藤・斉（1967）、亀井（1970）、古象団体研究会（1973）などが知られており、その他には、『低位置氷河論』でわが国地質学界の黎明期に話題を投じた小川（1932）もある。

さらに浅間火山域については、八木（1936）、ARAMAKI（1963）が5万分1地質図を含む総括的な報告を出版しているが、荒牧（1968）はその要約を和文でまとめ、また一部訂正を行っている。本図幅の浅間火山噴出物の分布する地域の地質図は、基本的にはARAMAKI（1963）に基いているが、今回あらためて再調査し訂正した箇所も多い。

IV. 地 質

第1表にこの図幅地域の層序を示す。表示のように、この地域最古の地層は古生層からなり、ついで新第三紀中新世の中信層群、主として第四紀更新世の小諸層群および八ヶ岳火山岩類、更新世後期一現世の浅間火山岩類などからなっている。しかし、古生層の分布はきわめてせまく、また中信層群の分布も広くはない。

IV. 1 古 生 層

IV. 1. 1 海瀨層群

関東山地の秩父累帯北帯に属する、二疊紀の粘板岩・砂岩などと、うすいチャート・輝緑凝灰岩・石灰岩などからなる地層（藤本・編、1958）。主要な分布は、この図幅地域の東および南東どりの「御代田」・「十石峠」図幅地域内にある。図幅地域内では、最南東端の佐久町宿岩に「蓼科山」図幅地域（河内、1974-75）との境界をまたいで、径数10mの小岩体として分布しているにすぎない。関東山地におけるこの地層の一般走向はNW-SE性であるが、この露頭では、厚さ1-30cmの層理の明瞭なチャー

第1表 層序表

時代	層	序	
新 第三 紀	新新世 浅間 火山 類 （三つ尾山グループ）	退分火砕流堆積物 M ₁ 軽石流2次堆積物 P ₃ 第2軽石流堆積物 P ₂ 第1軽石流堆積物 P ₁ 坂原「泥流」堆積物 K ₄ 無蓋山中部層 K ₂	河川礫堆積物 a 段丘堆積物 11-1
	新世 八ヶ岳 火山 類	岩尾層 Iw 勝間草炭層 Kp	II I
	新世 八ヶ岳 火山 類	八千穂泥流堆積物 Ymf ^{***} 竜ヶ崎溶岩 R ^{**} 協和牧場溶岩 Kyl ^{**} 南境火砕流堆積物 A ₁ ^{**} 宇山溶岩 U ^{**} 屏風岩溶岩 Bl ^{**}	II-4 II-2 II-1 I
	中生代 白垩紀 八ヶ岳 火山 類	春日火山岩類 Kv ^{**} 浅田切砂泥層 A 臺石溶岩 Ta 長門溶岩 Ni 日向軽石流 Hp 新田居火山灰 Na 大石川スコリア Os ^{***}	空取砂礫層 Kq 長者原礫層 Cq
	中生代 白垩紀 八ヶ岳 火山 類	瓜生礫層 U 垂引礫層 II N ₂ 大括礫層 O	塩礫層 EX ^{**} 水産製首玄武岩 M 志賀溶結凝灰岩 S ^{**}
	中生代 白垩紀 八ヶ岳 火山 類	富士山層 F 武石層 T	石英閃綠岩 Q
	中生代 白垩紀 八ヶ岳 火山 類	海瀨層群 Ka ^{**}	

* 八ヶ岳火山列の発達史における時代区分の目安 (KANAGUCHI, 1972; 河内, 1974-75-1977)
 ** 分布が「新科山」図幅地域とまたがるもの
 *** 地質図では省略

トからなり、一般走向・傾斜はN50° E・60° Nである。

IV. 2 新第三系

この図幅地域内の確実な新第三系は、地域の西端部依田川流域に分布する中新世の中信層群の一部と、小石英閃緑岩体の2つである。小諸層群については、すでにのべたように、大部分が第四紀更新世に属するとされているので、第四系の項で一括してのべる。

IV. 2. 1 中信層群

図幅地域内に分布する中信層群は、その下半部・緑色凝灰岩相の、内村累層に属する武石層と小泉累層に属する富士山層（歌代ほか、1958）の2つである。ともに主要分布は西どなりの「和田」図幅地域内にある。

武石層

模地式は、「和田」図幅地域の小県郡武石村岳の湯上流にあり、層厚は下限不明で1,500m+（歌代ほか、1958）。図幅地域内では、依田川に沿い、急な地形の山地を形成しているが好露頭は乏しい。主として淡一濃緑色を呈する角閃石安山岩質の凝灰角礫岩からなり、和田村落合・長門町大茂沢川および長久保東方などでは、しばしば同質の安山岩溶岩や、こまかい節理の発達した小貫入岩体と考えられるものを伴う。角閃石斑晶はときに長さ5mmに達する。またしばしば石英・緑れん石などの細脈を伴い、鉍化変質によって脱色し、白色化している部分が認められる。長門町村落合では、のちにのべる石英閃緑岩に貫かれている。この地層の層理は一般に不明瞭であるが、全体的な走向は東西性で北へ傾斜すると考えられている（歌代ほか、1958）。

図幅地域内各地の走向・傾斜は、長門町古町の西南方で $N20^{\circ} E \cdot 40^{\circ} E$ 、西方で $N70^{\circ} W \cdot 30^{\circ} N$ 、長久保東方で $N20^{\circ} W \cdot 60^{\circ} W$ などである。

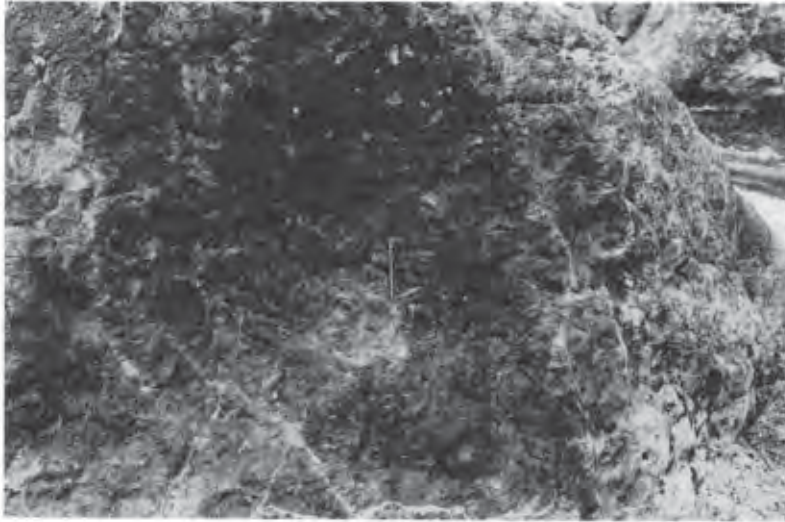
富士山層

武石層と、同じ中信層群の別所層の間に、上・下限とも整合ではさまれる、淡緑色を呈する流紋岩パーライトーピッチストーンの溶岩・凝灰角礫岩を主とし、同質凝灰岩・ガラス質安山岩溶岩などをはさむ地層。層厚1,500m+（歌代ほか、1958）。層理は一般に明瞭である。図幅地域内では、その北西端部・丸子町腰越橋付近を中心にして小分布するにすぎないが、ここは本層の模式地の1つとして指定されている（歌代ほか、1958）。また、武石川と依田川の合流点・依田川沿いにも“とびうお”という景勝地をつくる好露出（第1・2図）がある。

「和田」図幅地域内の、^{どっこ}独鈷山南東の峯の弘法山付近の本層中からは、斜長石の透入双晶からなる“ちがいの石”・小県郡塩田町手塚では、ソーダ沸石からなる“蛇骨石”などを産する（飯島ほか、1963）。腰越橋下のピッチストーンは石英の細脈に富み、中に水晶・玉髓・へき玉・メノウなどを伴う。腰越付近では、走向 $N30^{\circ} W - N40^{\circ} E$ で幅0.4—13mの、4—5本の流紋岩ピッチストーン岩脈（第3図）



第1図 “とびうお”の流紋岩の露頭



第2図 “とびうお”の流紋岩質パーライトとその perlitic crack



第3図 腰越橋付近の流紋岩岩脈

に貫かれている。これらの岩脈の一部には、柱状節理や急冷周縁相が発達している。一方，“とびうお”では、流紋岩一流紋岩ピッチストーン・パーライトの溶岩および凝灰角礫岩からなり、幅2—7mで、走向N25° および40° W—40° Eのうねった流紋岩および流紋岩ピッチストーンの岩脈に貫かれている。

IV. 2. 2 石英閃緑岩

この岩石は、すでにのべたように、中信層群中に入して、北部フォッサ・マグナ帯内に地形的高ま

り（中央隆起帯）を形成しており、その進入期については別所フェーズの造山運動（小林，1957）に関連するものとされている。この図幅地域内では、西端部中央南よりの落合に、「和田」図幅地域との境界をまたいで分布している。径0.8×2kmの小岩体からなり、岩石は白～淡緑色・細一中粒の石英閃緑岩一角閃石閃緑ひん岩質である。岩相変化にやや富み、随伴岩相として変質安山岩・流紋岩・ひん岩などを伴う。また幅約1m・東西性の破碎帯が多数発達しており、それらに沿って、一部では磁硫鉄鉱・黄鉄鉱などの弱い鉱染を認めうる。西どなりの「和田」図幅地域内には、この岩体と一連の火成活動の産物と考えられる岩体があり、石英・正長石・斜長石・黒雲母・角閃石などからなるペグマタイト脈を伴う（山崎ほか，1976）。そのK-Ar年代は、7.3±0.6m.y.（黒雲母）、7.0±0.4m.y.（正長石）である（柴田ほか，1976）。さらに、同じ「和田」図幅地域内の男女倉付近に分布する岩体については、8.6 m.y.（黒雲母，河野・植田，1966）という値（以上いずれも中新世末期；IKEBE et al., 1972）が知られている。

IV. 3 第四系

IV. 3. 1 小諸層群

中央隆起帯の形成によって、東側に分化した内陸性の堆積盆に堆積した地層群（飯島ほか，1956）で、主要部分が図幅地域の中央北部・主として御牧ガ原と八重原の台地を構成して発達している。

飯島ほか（1963）は、この層群を下位から、梨平累層・大杭累層・布引累層・瓜生坂累層に4分し、梨平累層は中信層群の小川累層から整合に移化する、とした。そして時代については全体を鮮新世としたが、大杭累層の最上部から*Stegodon* (*Parastegodon*) の化石（古象団体研究会，1973）が発見され、大杭累層最上部より上位層は更新統である、と考えられるようになった（信州研究グループ，1969）。

小諸層群の層序区分については、斉藤・斉（1967）・田口ほか（1976）などによって、なおいくつかの問題点が指摘されている現状である。しかしここでは、ほぼ全域の地質図が公表されている飯島ほか（1963）の区分と記載に基本的にしたがったうえ、主としてつぎの2点を改めて記載することとする。すなわち、1) 梨平累層・大杭累層：飯島ほか（1963）の地質図では、この図幅地域内丸子町東方の台地へりにこれらの分布が記されているが、大杭累層の基底を占める溶結凝灰岩（小諸溶結凝灰岩）の小露頭を除き、好露頭がなく、確実な分布を確認できなかったため、この部分を除くとこの図幅地域内には分布していない梨平累層については、本文および地質図上の記載を全て省略した。また、この部分の大杭累層については、地質図中に溶結凝灰岩の小分布を記入することに止めた。2) 布引累層：岩相上の特徴によって、のちにのべるようにI・IIに2分した。以上、この図幅地域内の小諸層群は、下位から大杭累層・布引累層I・II・瓜生坂累層に4分される。

大杭累層

下限は溶結凝灰岩層の基底で、より下位にある同じ小諸層群の梨平累層に整合に移し、上限は布引累層に連続移化する。主として、うすい凝灰岩をはさむ礫岩砂岩泥岩の互層からなる。模式地は小諸市大杭の千曲川左岸。層厚は大杭で150m。分布は大杭から千曲川沿いに布下まで、および丸子町上丸子東方など。

大杭では、下部から本質・異質岩片を含む軽石凝灰岩と溶結凝灰岩・凝灰角礫岩および礫岩砂岩泥岩の互層からなる。これらのうち、軽石凝灰岩はのちにのべる背斜軸の最下部にある安山岩片や、チャートをもつ異質岩片を含む。また炭化木片を伴う。礫岩は5枚を数えうる。砂岩はやや粗粒で、クロスラミナが発達している。泥岩は暗黒色一淡青色を呈し、中から *Acer pictum* THUNB., *Buxus japonica* MUELL, *Carpinus japonica* BLUME, *C. tschonoskii* MAXIM, *Euryale akashiensis* MIKI, *Fagus ferruginea* AIT., *Liquidambar formosana* HANCE, *Metasequoia japonica*(ENDO) MIKI, *M. disticha* (HEER) MIKI, *Populus* sp. などの植物化石を産する(飯島ほか, 1963)。凝灰角礫岩は、厚さ6mで角閃石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩質である。

走向・傾斜は、繰矢川の川口付近ではN50°E・直立-80°Sおよび30°Nで背斜構造を示す。布引一布下(第4図)では、軽石層・泥岩砂岩細粒礫岩の互層からなり、布引累層に整合に移化しているのを観察できる。小県郡東部町滋野赤岩本郷の対岸の千曲川南岸(布下地籍にあり、本図幅地域最北端からわずかに北側の「上田」図幅地域内)からは *Parastegodon* の歯の化石、布引一布下の泥岩からは *Metasequoia*, ヒシ, 巻貝などの化石を産する(飯島ほか, 1963)。

溶結凝灰岩は、イ)小諸市東沢(「上田」図幅地域最南端)、ロ)同繰矢川、およびハ)丸子町上丸子東方などに分布しており、溶結の程度は、イ)は強溶結、ロ)は強一中溶結、ハ)は弱一非溶結である。イ・ロ)の鏡下の特徴は以下のとおりである。

鏡下の特徴

紫蘇輝石普通輝石安山岩溶結凝灰岩

斑晶: 斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鉍

石基: 強一中溶結・ユータキシチック組織. ガラス(濃一淡褐色)・斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鉍

なお、依田川下流東郷橋横(「上田」図幅地域)で採集されたこの溶結凝灰岩(小諸溶結凝灰岩)の化学分析値は以下のとおりである(飯島ほか, 1963)。



第4図 布下の大杭累層

岩石名：角閃石普通輝石含有紫蘇輝石デイサイト溶結凝灰岩

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
64.34	0.75	17.74	2.71	1.94	0.09	1.58	2.95
Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Total		
3.84	1.33	0.20	0.95	1.58	100.00 (分析者 松本)		

また、小諸市東沢で採集した溶結凝灰岩の磁化方位は、偏角N79°W・伏角14°でRwである（飯島ほか、1963）。

布引累層 I

御牧ガ原（および八重原）の土台を構成して広く分布する、火山角礫岩を主とし、凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩・軽石―スコリア凝灰岩・凝灰岩・砂・泥などをはさむ地層（巻末柱状図参照）。また一部では溶岩を伴う。下限は大杭累層から整合で移化し、上限は布引累層Ⅱに整合でおおわれる。布引累層Ⅱにくらべると、火山角礫岩が主体であること、一般にはるかに固くよくしまっていること、またしばしば水平の大まかな成層構造が発達していることなどの特徴がある。模式地は布引観音および鹿曲川に沿う印内付近の県道わき。層厚は布引観音で120m。

火山角礫岩・凝灰角礫岩は、最大粒径約1m、一般に5―15cmの輝石安山岩角礫と、同質の基質からなり、まれに安山岩円礫を伴う。布引観音では、層厚2―20mで大まかに成層した火山角礫岩20枚近くからなり、うすい黒色砂・黄白色軽石凝灰岩・褐色凝灰岩などをはさむ。成層構造は一般に水平であるが、布引観音上の台地、西浦西方の林道沿いなどでは、挟在する砂層から判断して、さまざまな方向に30°―70°傾斜している。砂層の一部からは植物化石の破片を産する。

溶岩は、北御牧村藤沢北方の八重原に至る道路わき、および鴫久保でみられる。前者では厚さ2m+で板状節理が発達しており、灰色・中粒・緻密の紫蘇輝石普通輝石安山岩からなる。また後者では、2・3m大の岩塊の積み重なりからなり、この付近で東西にのびる地形的高まりと関連があるようにみえ



第5図 布引累層Ⅱとその中の凝灰質砂泥層の巨大ブロック（浅科村南端トンネル入口）

るが、好露頭に乏しく詳細はわからない。岩石は黒色・中粒でやや孔隙が多いガラス質紫蘇輝石普通輝石安山岩である。

布引累層Ⅱ

御牧ガ原の南東半部を構成して広く分布する、凝灰角礫岩を主とし、うすい礫・砂・泥層をはさむ地層。最大層厚60m。

凝灰角礫岩は無層理・無陶汰で、最大径3mに達する玄武岩・苦鉄質一中性の安山岩・デイサイト・流紋岩角礫などのほか、10m大に達する砂・泥・軽石一・スコリヤ凝灰岩・火山礫凝灰岩の成層ブロック（第5図）、砂岩・粘板岩・チャート・石英閃緑岩などの角一円礫多数と、無炭化の木片などを含む。基地は淡褐色の火山灰・砂からなる。分布様式はかなり複雑であり、地質図にみられるように、布引累層Ⅰとの境界面はしばしばかなり凹凸に富んでいる。しかし、このことをもって直ちに両者が不整合関係にあるとは断言できない。層相上の特徴からは、この堆積物が泥流堆積物であることが察せられる。砂・泥層は、最大層厚3mに達し、中礫を伴う。上限は分布域のほとんど全域で瓜生坂累層に整合におおわれている。

瓜生坂累層

藤本（編，1958）の相浜層は、この累層の一部に当る（飯島ほか，1956，1963；斉藤・斉，1967）。望月町東の瓜生坂付近（第6図）から、御牧ガ原の台地上（第7図）、浅科村から佐久市に至る、八ガ岳火山体の末端部と沖積平野との境界部、佐久市相浜から御馬寄おまよせに至る千曲川左岸（巻末柱状図参照）、小諸市乙女付近などのほか、さらに八重原の虎御前（第8図）などの広い地域に小分布する湖沼堆積層。模式地は瓜生坂から御牧ガ原に至る山道、および相浜（第9図）など。下限は布引累層Ⅱから整合で移化し、上限は大石川スコリアを含む八ガ岳火山の最初期噴出物によって整合に、ロームおよび岩尾累層によって不整合におおわれている。層厚は瓜生坂で60m、相浜で32m。



第6図 瓜生坂の瓜生坂累層



第7図 御牧ガ原台地上の瓜生坂累層（瓜生坂北方）



第8図 虎御前の瓜生坂累層 小断層が発達している

層相は、主として泥・砂・礫・火山円礫層・珪藻土層などからなり、火山角礫岩・赤褐色スコリア・軽石などの薄層をはさむ。これらのうち、火山噴出物は、八ガ岳火山列の最初期噴出物に相当していると考えられる。全体として下部は珪藻土質、上部は層相変化が大きい傾向がある。砂泥層中からは各地で植物化石の破片を産する。層理は明瞭で、一般に構造は水平であるが、しばしばクロスラミナが発達している。走向・傾斜は、瓜生坂から御牧ガ原に至る山道わきでは $N70^{\circ}W \cdot 10^{\circ}S$ 、御牧ガ原の諏訪山西方では $N60^{\circ}E \cdot 25^{\circ}N$ などで、小断層を伴う。また西浦から御牧ガ原台地上に至る道路わきでは、 $N70^{\circ}W \cdot 55^{\circ}S$ 、百沢の布施川川底では $N70^{\circ}E \cdot 20^{\circ}S$ 、 $N55^{\circ}W \cdot 40^{\circ}E$ などである。礫・砂・泥・スコ



第9図 佐久市相浜の



第10図 瓜生坂累層の珪藻土層 (小諸市大杭)

リア層中には、各地で小不整合や漣痕などが観察される。これらのうち、SARTO (1965) は、佐久市根岸において、厚さ2m・長さ10m+の乱堆積構造 (overturned crests, anticlinal folds, crumplings など) が発達していることを報告している。

珪藻土層は、厚さ1-10mで、布施川・百沢・大杭西方 (第10図) ・小諸市小原・西浦・芦田川に沿う観音寺・番屋川上流の上房・虎御前付近などで産する。飯島ほか (1963) による本層産の化石珪藻は



瓜生坂累層

第2表 瓜生坂累層産化石珪藻

<i>Caloneis silicula</i> (EHR.) CLEVE.	<i>N. reirhardtii</i> GRUN.
<i>Cocconeis diminuta</i> PANTOCSEK.	<i>Odontidium mutabile</i> W. SMITH.
<i>C. placentula</i> EHR. var.	<i>O. harrisonii</i> W. SMITH.
<i>C. lineata</i> (EHR.) CLEVE.	<i>Pinnularia distinguens</i> CLEVE.
<i>Cyclotella operulata</i> KÜTZ.	<i>P. stauroneiformis</i> W. SMITH.
<i>Cymbella ehrenbergii</i> KÜTZ.	<i>Pleurosigma lacustre</i> W. SMITH.
<i>C. lacustris</i> (AGARDH.) CLEVE.	<i>Stauroneis phaeniceron</i> EHR.
<i>Epithemia alpestris</i> W. SMITH.	<i>Stephanodiscus aegypticus</i> EHR.
<i>E. hyndmanii</i> W. SMITH.	<i>S. astraea</i> (EHR.) GRUN. var. <i>intermedia</i>
<i>E. sores</i> KÜTZ.	FRICKE.
<i>E. zebra</i> KÜTZ.	<i>S. astrae</i> (EHR.) GRUN. var. <i>spinulosa</i> GRUN.
<i>Enuotia ocellata</i> (EHR.) KÜTZ.	<i>Tabellaria fenestrata</i> KÜTZ.
<i>Gomphonema dichotomum</i> KÜTZ.	<i>Tetracyclus emarginatus</i> (EHR.) W. SMITH.
<i>Melosira granulata</i> (EHR.) RALFS.	Fragments of <i>Surirella splendida</i> KÜTZ
<i>Navicula menisculus</i> SONUM.	and <i>Sponge spicules</i> .
<i>N. pupuls</i> KÜTZ.	

第2表のとおりである。さらに、植物化石として *Metasequoia disticha* MIKI, *Picea Maximowizii* REGEL などを産する。

一方、竜野・千曲川団研 (1973) は、芦田西方の笠取峠付近に分布するスコリアおよび砂からなる地層を笠取峠層上部としたうえ、この中から *Melosira granulata* ほかの化石珪藻を報告して、淡水性

の中栄養湖であった，としている．なお，八木（1931）によって，相浜層産とされた *Paleoloxodon namadicus naumanni* MAKIYAMA は，石月川の川底から魚網にかかってひろわれたものであり，正確な産出層準は不明である（斉藤・斉，1967）．

IV. 3. 2 志賀溶結凝灰岩・水落観音玄武岩

志賀溶結凝灰岩

主として本図幅地域東端の「御代田」図幅地域内の，佐久市内山峡を中心に分布する溶結凝灰岩（第11図，河内・河内，1963）で，それらの末端のごく一部が，本図幅地域の東端部に分布している．多数のflow unit（SMITH, 1960）からなり，肉眼的には灰白色を呈し，安山岩質で弱溶結を示す．千曲川以西では，臼田町稲荷山・佐久市熊久保に小型の残丘としてみられるにすぎない．稲荷山の臼田発電所横の千曲川べりでは，のちにのべる春日火山角礫岩によって不整合におおわれている．なお，この岩石は“佐久石”と命名されて建築用石材として各地で採石されている．最大層厚200m．

鏡下の特徴

角閃石紫蘇輝石普通輝石安山岩溶結凝灰岩

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・角閃石（緑色）・鉄鉱

石基：弱溶結ユータキシチック組織．ガラス（淡褐色）・（斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鉱・黒雲母・燐灰岩）

なお，この溶結凝灰岩の小諸市安原での磁化方位は，偏角N155°W・伏角-47°でRwであり，時代については後期大杭階である，とされている（飯島ほか，1963）が，MATSUBAYASHI（1975）によると，K-Ar年代は3.12～3.33m.y.である（安原採石場）．

水落観音玄武岩

「御代田」図幅地域内で志賀溶結凝灰岩を直接おおって山稜を形成し，顕著な崖をつくって分布する，厚さ40mの溶岩流で，その末端部が「蓼科山」図幅地域（河内，1974-75）および本図幅地域内の



第11図 佐久市平賀の志賀溶結凝灰岩



第12図 新海神社裏の志賀溶結凝灰岩(屋根の高さの2倍まで)とその上位の水落観音玄武岩

白田町稲荷山などにわずかに分布している。この稲荷山でも、志賀溶結凝灰岩を直接おっており、接触部を天然レンガ化している。第12図には、白田町新海神社（雨川に沿って本図幅地域の東端から東へ1.25km, 右岸）裏の露頭を示す。岩石は灰黒色・緻密で、場所により板状節理が顕著である。

鏡下の特徴

普通輝石橄欖石玄武岩

斑晶：斜長石・橄欖石・普通輝石

石基：細粒・ネ間組織・斜長石・普通輝石・鉄鉱・燐灰石

なお、磁化方位は逆転している（河内，1974-75）。

IV. 3. 3 塩嶺累層¹⁾

諏訪湖周辺から霧ガ峯—美ガ原地域にかけて広く分布する、凝灰角礫岩を主とし、溶岩をはさむ火山噴出物の一括呼称（MOMOSE et al., 1959）で、その末端の一部が、「蓼科山」図幅地域から本図幅地域の最南西端部にかけて分布している。下限は武石層を不整合でおおい、上限はのちにのべる八ガ岳火山岩類の宇山堰溶岩によって不整合におおわれている。本図幅地域内の最大層厚は300m。大まかに成層し、北へ傾斜した火山角礫岩・凝灰角礫岩を主とし、うすい数枚の輝石安山岩および角閃石安山岩の溶岩をはさむ。火山角礫岩・凝灰角礫岩中の角礫の粒径は5—80cmで、礫中には一部で軽石を伴う。走向N45°—75°Wの小破碎帯が発達している。基地は、赤褐色を呈するスコリヤ・火山灰などからなり、一般に固くよくしまっている。構造は大まかに成層しており、水平—20°N傾斜である。

塩嶺累層の年代について、MOMOSE et al. (1966) は、K-Ar法により1.20—1.44m.y. であるとしている。美ガ原—和峠周辺のこの累層のすくなくとも一部は逆転帯磁（Rw）である（MOMOSE et al.,

1) 「蓼科山」図幅地域（河内，1974—75）では、八子ガ峯火山岩類として一括した。

1966).

IV. 3. 4 八ガ岳火山岩類

この図幅地域内に分布する八ガ岳火山岩類は、八ガ岳火山列の北端部を構成する古・新八ガ岳期噴出物(河内, 1974—75) からなっている。古八ガ岳期噴出物の多くは、八ガ岳最初期の噴出物に当る。第1表の大石川スコリヤ、春日火山岩類を除き、全てこの図幅地域においてはじめて記載する地層単位である。しかし、春日火山岩類のほかは、分布はせまい。一方、新八ガ岳期噴出物は、全て「蓼科山」図幅地域において記載したものの北方延長部に当る。雨境火砕流を除き、分布範囲は広くはない。

IV. 3. 4. 1 古八ガ岳期

大石川スコリア

「蓼科山」図幅地域の^{うま}大石川佐久平上水道口から上流、八千穂村西方および^{うま}鶴の口北東方などに分布する多数のfall unit (NAKAMURA, 1964) からなる降下スコリヤ堆積物で、八ガ岳火山列の最初期噴出物の一つ(河内, 1974—75)。厚さは最大40mに達する。推定噴出源は大岳川の源流部(「蓼科山」図幅地域内)。下限は小諸層群の瓜生坂累層から漸移しており、上限はのちにのべる春日火山角礫岩と一部互層して漸移する。岩質はスコリヤの変質が著しいため正確を期しがたいが、「蓼科山」図幅地域内でこのスコリア層中に多数挟在している溶岩から判断して普通輝石橄欖石玄武岩質であると判断される。この図幅地域内では、白田町小田切、湯原新田、佐久市前山などに小分布しているにすぎない。図幅地域内の厚さは最大15mに達し、粒径1cm±、単一堆積層の厚さ10cm±で、20枚以上の成層した陶汰のよい赤褐色—雑色スコリアからなり、黒色スコリア・褐色ローム・砂・泥・火山角礫岩層などをはさむ。スコリア中からは各地で、最大粒径5mmに達する普通輝石の美晶を採集できる。これらのうち、砂・泥層と互層する部分は、瓜生坂累層との漸移部に相当している。白田町西方の通称“七曲り”では、中の砂・泥層中から植物化石の破片を産する。また一部では、うすい軽石層をはさんでいる。瓜生坂累層との漸移部では、漣痕が発達していることがある。構造は一般に水平であるが、20°前後傾斜しているところもある。つぎにのべる新田居火山灰は、このスコリア層中のはさみと考えられる。

新田居火山灰

佐久市新田居村、白田町湯原新田、中小田切などに小分布する、粘土化のすすんだ白色の黒雲母流紋岩—角閃石デイサイト火山灰層。一部で黄色安山岩質軽石層を伴う。その他の分布など詳細は不明。最大層厚3m。角閃石はときに粒径3mmに達する。大石川スコリアおよび春日火山角礫岩などにはさまれている。

日向軽石流堆積物

佐久市日向南方の林道沿いに分布する角閃石安山岩質の軽石流堆積物。粒径5cm以下の軽石からなり、上(層厚20cm)・下(50cm+) 2枚あり、間に層厚20cmの黒色砂層をはさむ。春日火山岩類中にはさまれているものと考えられるが、現在までのところ他には分布が見出されていず、新田居火山灰との関係を含めて詳細は不明である。



第13図 壘石溶岩（浅田切採石場） 上位は浅田切砂泥層

長門溶岩

図幅地域の中央西部・長久保南方の山稜上部で、礫層をへだてて武石層をおおっている溶岩流。厚さ10m+で2枚あり，間に火山角礫岩をはさむ。岩石は肉眼的に緻密・黒色・中粒である。

鏡下の特徴

紫蘇輝石普通輝石橄欖石玄武岩

斑晶：斜長石・橄欖石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鈹

石基：安山岩質組織²⁾・斜長石・普通輝石・鉄鈹・橄欖石・ガラス（褐色）・紫蘇輝石・鱗珪石・黒雲母・アルカリ長石

壘石溶岩

望月町壘石（第13図）を中心にして，大谷地から浅田切にいたる八丁地川沿い，立科町中尾北方の芦田川沿いなどに分布する，板状節理が顕著に発達した厚い安山岩溶岩流。下限は露出していないが，上限は春日火山角礫岩・浅田切砂泥層などによって整合に，雨境火砕流によって不整合におおわれている。層厚40m+。厚さ3—10cmの板状節理が顕著で，八丁地川に沿う各地で装飾・骨材用に採石されている。岩石は肉眼的に緻密・灰色・中粒で，少量の同源捕獲岩を伴う。

鏡下の特徴

橄欖石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鈹・橄欖石・磷灰石

石基：安山岩質組織。斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・黒雲母・鉄鈹・磷灰石・アルカリ長石・鱗珪石・角閃石

浅田切砂泥層

浅田切の採石場上で，壘石溶岩と春日火山角礫岩にはさまれている，層厚20m+の，褐色砂・泥・スコリア質火山灰・ロームなどからなり，うすい火山角礫岩をはさむ湖沼堆積物（第14図，および巻末柱

2) 石基斜長石が板状で，配列に方向性をもたず，ガラスはあってもなくてもよいが，あまり多くない場合。



第14図 浅田切砂泥層

状図Ⅱ-2382参照)。水平の層理・ラミナが発達している。中部の、厚さ約2.5mの成層した砂・泥層中から、広葉樹の葉、*Graminae*の葉・茎・単子葉および正体不明の動物化石（幅1mm、長さ1cmに達し、いくつかのセブタが発達）を産する。この層の分布範囲などの詳細は不明であるが、恐らく畳石溶岩上に局地的に形成された沼沢地の堆積物であろう。

春日火山岩類

八ガ岳火山列の初期噴出物で、その北端部に、古八ガ岳期山体の最初の基本形をつくりあげた噴出物の一括呼称。主として火山角礫岩・凝灰角礫岩・集塊岩・スコリア集塊岩などからなり、軽石・スコリア・ローム・礫・砂・泥などはさむ（巻末柱状図参照）。「蓼科山」図幅地域内の山体の中心よりでは、数10枚の溶岩をはさむ（河内、1974—75）が、この図幅地域内では溶岩流を確認できるのは数地点で数枚にすぎない。分布は、この図幅地域内では、中央南半部の広い範囲にわたって発達しており、最大層厚は200mである。模式地は鹿曲川・細小路川・布施川の流域。「蓼科山」図幅地域を含めて、きわめて層相変化の乏しい単調な地層で、有効な鍵層を欠く。

火山角礫岩・凝灰角礫岩・集塊岩・スコリア集塊岩などは、粒径5—80cmの安山岩・玄武岩角礫・パン皮火山弾および3cm大の黄色軽石などを伴い、層厚は40mに達する。これらの基地は、黒—黄褐色スコリア質・火山灰質・砂質である。凝灰角礫岩の一部からは、数mm大の輝石の美晶を多産する。全体は大まかに成層しており、水平—ゆるく北へ傾斜している。各地でN50°—70°Wの小破碎帯が発達している。

下限は、浅田切南方・佐久市大沢西方などで、一部大石川スコリアと互層している。また、佐久市新田居村・白田町湯原新田西南方・中小田切入口の佐久甲州街道わきなどで、新田居火山灰をはさむ。

礫層はこれらの間にはさまれており、厚さは1—数m、礫の粒径は3—30cmで、亜円礫、基地はスコリア質・砂質である。

佐久市地家西方では、火山角礫岩・スコリア質砂・泥などと互層して、厚さ1m±の黄色軽石・火山灰層が3枚以上あり、軽石は粒径1cm±である。

溶岩は立科町南方、望月町壘石・浅田切付近の数地点・四つ谷南方などでみられる。厚さは4—7mあり、一般に板状節理の発達が顕著である。鏡下の特徴は以下のとおりである。

鏡下の特徴

A) 橄欖石玄武岩（産地：浅田切南東方）

斑晶：斜長石・橄欖石

石基：安山岩質組織。斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鈹・ガラス（黒色）

B) 橄欖石普通輝石玄武岩（産地：壘石・浅田切西方）

斑晶：斜長石・普通輝石・橄欖石・鉄鈹

石基：填間組織。斜長石・普通輝石・ガラス（褐色）・鉄鈹・紫蘇輝石・燐灰石

C) 紫蘇輝石普通輝石橄欖石玄武岩（産地：浅田切南西方）

斑晶：斜長石・橄欖石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鈹

石基：安山岩質組織。斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・橄欖石・鉄鈹・ガラス（褐色）・燐灰石

D) 普通輝石橄欖石安山岩（産地：浅田切南東方）

斑晶：斜長石・橄欖石・普通輝石

石基：細粒粒状組織。斜長石・普通輝石・鉄鈹・ガラス（褐色）

E) 紫蘇輝石普通輝石橄欖石安山岩（産地：立科町中尾南方、浅田切南東方および南西方）

斑晶：斜長石・橄欖石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鈹

石基：安山岩質—粗粒トラキチック組織。斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鈹・ガラス（褐色）・燐灰石

長者原礫層³⁾

図幅地域の中央南東より、主として春日火山角礫岩上に、長者原などの平坦地形を形成している礫層の一括呼称。つぎのべる笠取峠礫層と同一層準に属すると考えられるが、それぞれの分布域が異っているので一応別にのべる。最大層厚6m+。50cm大までの安山岩の円一亜円礫と、褐—黒色スコリア質砂の基地からなり、一部ではうすい火山灰・軽石層をはさむ。礫種は、古八ガ岳期の安山岩・玄武岩から構成されており、古八ガ岳期以後・新八ガ岳期以前の侵蝕期に山麓部に形成された扇状地の礫層であるとされる。礫の多くはくさり礫化している。

下限は大石川スコリア・春日火山角礫岩を直接おおい、上限は直接ローム層におおわれている。

笠取峠礫層

主として笠取峠付近から北側の、八重原の台地を構成して広く分布する礫層の一括呼称。大きまかに成層し、うすい砂・泥層のはさみをもつ。厚さは最大8m。50cm大までの安山岩を主とする円一亜円礫からなり、基地はスコリア質の砂からなる。礫の多くはくさり礫化している。

IV. 3. 4. 2 新八ガ岳期

すでにのべたように、新八ガ岳期の噴出物は、いずれも「蓼科山」図幅地域でのべたものの北方延長部に当る。雨境火砕流堆積物を除き、いずれも分布はせまい。

屏風岩溶岩

「蓼科山」図幅地域で、古八ガ岳期の屏風岩を構成しているとした溶岩流であるが、これを新八ガ岳

3) つぎのべる笠取峠礫層とともに、八ガ岳火山岩類として一括するには問題があるが、記載の便宜上改まった節はもうけないこととする。

期に訂正する。細小路川の東側に尾根をつくって、北に8km流下している溶岩流で、3枚ある溶岩流の最下部の末端部がこの図幅地域の中央南端部にわずかに分布している。春日火山角礫岩上に不整合でのもっており、厚さは20mで、板状節理が発達している。岩石は肉眼的に灰色・緻密で、斜長石の斑晶がめだつ。

鏡下の特徴

紫蘇輝石普通輝石安山岩

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鈹

石基：集斑状安山岩質組織。斜長石・普通輝石・鉄鈹・紫蘇輝石・ガラス（淡褐色）・鱗珪石

宇山堰溶岩

「蓼科山」図幅地域で宇山堰溶岩としたものの改称。この図幅地域内では、南西端部に塩嶺累層を不整合でおおって、大茂沢川の源流部まで、「蓼科山」図幅地域内の分布の南限から10kmにわたってよくつづく。上限は雨境火砕流堆積物および竜ガ峯溶岩によっておおわれている。比高40mの顕著な崖を形成している。岩石は肉眼的に灰色・緻密で、同源捕獲岩に富み、厚さ5—30cmの著しい板状節理が発達している。

鏡下の特徴

紫蘇輝石普通輝石安山岩

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鈹・石英・燐灰石

石基：隠微晶質—ピロタキンチック—ガラス基流晶質組織。斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・ガラス（淡褐色）・鉄鈹・アルカリ長石・黒雲母・燐珪石・石英・燐灰石

雨境火砕流堆積物

「蓼科山」図幅地域の鳴石付近からこの図幅地域南西部の雨境をへて、北へ宇山堰・塩沢堰に沿い、立科町南方の山稜までに分布している角閃石安山岩質の火砕流堆積物。南限は「蓼科山」図幅地域の鳴石の西および東下の谷、八丁地川沿い、唐沢などにある。協和牧場および竜ガ峯溶岩などにおおわれており、宇山堰および長門溶岩・春日火山角礫岩などをおおっている。望月町金山、佐久市新田居村の部落から大木に至る道路わき、「諏訪」図幅地域北東端の仏岩東下などにも小分布している。最大層厚40m。岩塊は一般に5—30cm大、まれに80cmの、粗粒角閃石安山岩からなり、無淘汰で、発泡はあまりよくない。基地は帯紫灰色で同質の火山灰からなる。一般に無層理であるが、ときには大まかな成層構造が発達しており、雨境付近ではすくなくとも4枚のフローユニットを数えることができる。寺久保南方の八丁地川右岸では、層厚約12mの本層の上位に、厚さ1.3mの、細かいラミナの発達した泥炭層があり、さらに上位を厚さ約12mの砂礫層がおおっている。岩石は灰色・粗粒・多孔質である。

鏡下の特徴

紫蘇輝石普通輝石角閃石安山岩

斑晶：斜長石・角閃石（褐色）・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鈹・橄欖石

石基：ガラス基流晶質組織。斜長石・ガラス（淡褐色）・（普通輝石・紫蘇輝石・鉄鈹・鱗珪石・燐灰石）

協和牧場溶岩

「蓼科山」図幅地域の、鹿曲川—唐沢、唐沢—八丁地川などにはさまれた尾根、および八丁地川西方に分布する溶岩で、その延長部がこの図幅地域の南西端部に達している。分布の北限は望月町湯沢の西方尾根（標高1,000m）にある。春日火山角礫岩上に、広い台地を形成しており、台地のへりに連続性

ある崖をつくって露出している。厚さは最大40m+。溶岩は緻密・灰—黒色・細—中粒で、同源捕獲岩を含み、間に火砕岩をはさんで数枚ある。1枚の厚さは5—20mで、板状節理が発達している。

鏡下の特徴

普通輝石紫蘇輝石安山岩

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・鉄鈦・（橄欖石）

石基：安山岩質組織。斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鈦・ガラス（淡褐色）・燐灰石・磷珪石

竜ガ峯溶岩

「蓼科山」図幅地域の竜ガ峯（1,854.6m）をつくる溶岩で、その延長部がこの図幅地域内の南西部雨境付近から大茂沢川の上流部にまで達している。この溶岩は、集塊岩を挟有してすくなくとも4—5枚あるが、この図幅地域内では2枚を識別しうる。溶岩はゆるやかに傾斜した広い台地を形成しており、分布の南端から本図幅地域内の大茂沢川上流の末端部までは7kmに達している。厚さは一般に10m+、ときに30mに達し、板状節理の発達が顕著である。岩石は灰色・緻密・中粒で非常に均質である。

鏡下の特徴

紫蘇輝石普通輝石安山岩

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・角閃石（褐色）・石英・鉄鈦・燐灰石

石基：隠微晶質—ピロタキシチック—ガラス基流晶質組織。ガラス（淡褐色）・（斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鈦・黒雲母・磷珪石・アルカリ長石・燐灰石）

八千穂泥流堆積物

本図幅地域の南東端部・佐久町の国道西側に、比高50mの直立した崖を形成し、一部「蓼科山」図幅地域にかけて分布する、無層理—大まかに成層した陶汰の悪い泥流堆積物。「蓼科山」図幅地域で八千穂層として一括した地層中の泥流相に当るが、ここでは独立して扱う。このほかには、白田町の白田発電所横の千曲川べり、“火葬場”付近などに小分布している。下限は大石川スコリア・春日火山角礫岩をおおい、上限はうすいローム層でおおわれている。また、佐久町では基盤の海瀬層群を直接おおっている。角礫は30cm大までの輝石安山岩・角閃石安山岩などを主とし、小軽石・黒曜岩片を伴う。基地は淡褐色のスコリア質火山灰・砂などで、中に輝石の結晶礫を含む。またときに無炭化の木片を含む。白田町“火葬場”付近では、上位に厚さ1m+の、こまかいラミナが発達した泥層を伴う。佐久町西方の崖では、10m+の大石川スコリアの巨大成層ブロック多数を含む。

IV. 3. 5 勝間草炭層・岩尾層

勝間草炭層

白田町勝間南方の国道わきに小分布する草炭層。厚さ2m。泥・スコリア質で、こまかいラミナが発達しており、植物の茎を多産する。終戦直後一時燃料用に採取されたことがあるが、現在は全くかえりみられていない。小沼沢地に形成されたものであろう。

岩尾層

八木（1936）の定義に従って、佐久盆地中の低地帯に分布する新期河川堆積物で、浅間火山噴出物よりも古いものを総称する（ARAMAKI, 1963）。猿久保—岩尾間の段丘を構成し、更に千曲川の下流にかけて塩名田、耳取地域の河岸に露出する岩相は変化がはげしく、猿久保—岩尾地域では、スコリア質の

均質な基質の部分が顕著である。塩田一耳取ではより明色のやはり均質な基質の部分が特徴的で、河床礫に富む部分はあまり多くない。耳取南方では、径10m位の弱溶結火砕流堆積物（柱状節理が発達）の大ブロックを含む（山岸猪久馬氏談話）。上田高校地学班（1975）の上田泥流は、本報告の岩尾層の一部に含まれ、浅間火山起源の塚原「泥流」堆積物とは別のものと判断される。

IV. 3. 6 浅間火山岩類

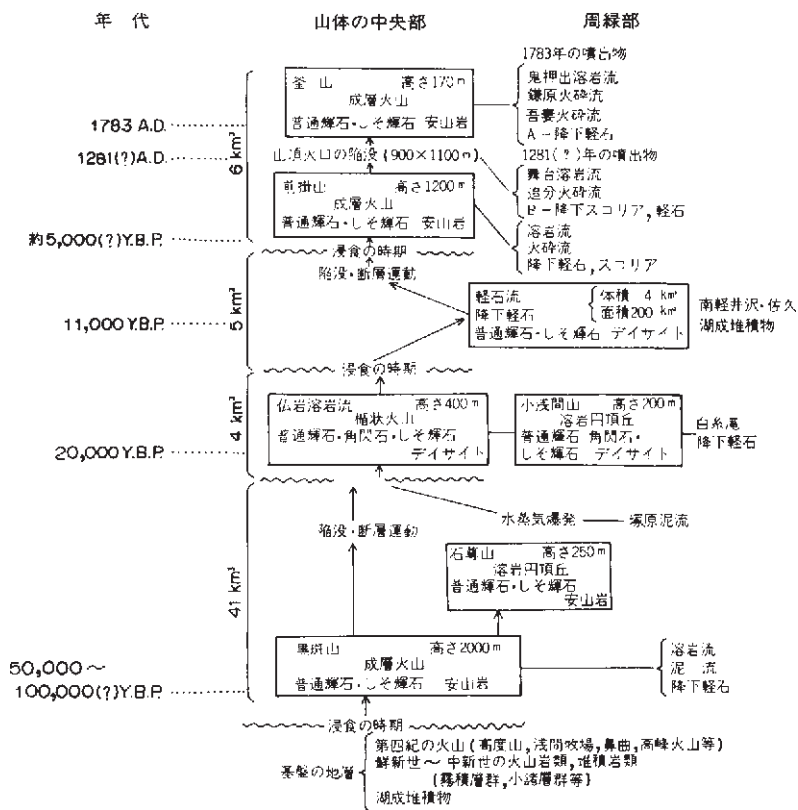
浅間火山の噴出物の主要な部分は北、北東、東隣の「上田」・「軽井沢」・「御代田」の各図幅に分布しており、「小諸」図幅では北東隅にそのごく一部が見られるにすぎない。第15図に浅間火山の成長史と構成の概要を示す（ARAMAKI, 1963；荒牧, 1968）。特に「小諸」図幅内に存在する噴出物は右端に示してある。地質の詳しい記述はARAMAKI（1963）および荒牧（1968）の2論文にゆずるが、本稿ではその後の調査により、発見された誤りを訂正したり、堆積物を更に細分した結果について特にくわしく述べる。

IV. 3. 6. 1 黒斑山中部層（三ツ尾根グループ）

小諸市加増（かます）の東方、760.2mの三角点のある小丘を構成するのは普通輝石紫蘇輝石安山岩溶岩の岩塊を大量に含む凝灰角礫岩である。岩塊はその岩相から、黒斑山三ツ尾根グループに属するものが多いと判断される（ARAMAKI, 1963；荒牧, 1968）。おそらく、黒斑火山体の侵食・破壊作用に伴って発生した泥流の堆積物であると考えられるが、現在軽石流堆積物（p.25参照）で覆われている、小諸市街地およびその東方地域一帯には、同じような堆積物が存在するものと推定される。

IV. 3. 6. 2 塚原「泥流」堆積物

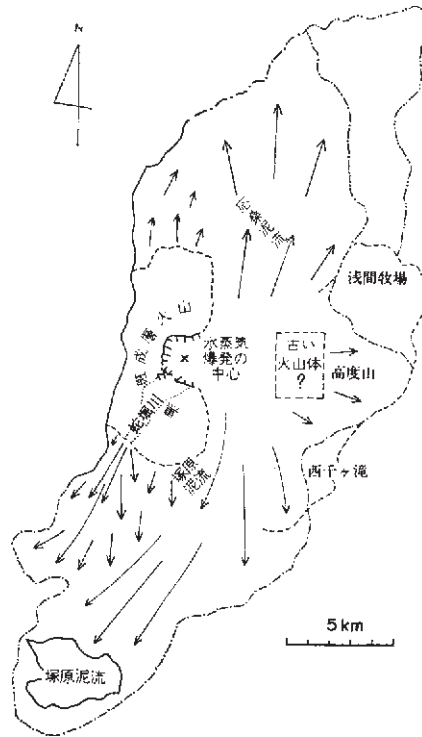
小諸市の南方、岩村田の西方、約10平方kmの面積には比高数mないし10数mの小丘が多数分布する。平坦な水田を主とした耕地に点在する丘の群はいわゆる流れ山、又は泥流丘とよばれる特徴ある景観を呈し、塚原という地名がこれをよく現わしている。丘の断面をみると、時には直径30m以上に達する巨大な火山角礫岩塊の集合からなっていることがわかる。岩塊の大部分は黒斑成層火山の牙（ぎっぱ）グループの中心部に露出している、一部溶結した本質凝灰角礫岩又は火山角礫岩によく似た岩相を示す。赤岩の神社の基礎をつくっている巨大岩塊群はそのよい例であるが、スコリア質の岩塊が溶結し、深赤色に全体が酸化しており、成層火山体の中心部を構成していた岩石が破砕されたものであることを強く暗示している。しかし、岩塊の間を埋める細粒物質は同質の火山礫、火山灰から成り、それらは決して溶結していない。また高温状態を示すような焼け（赤色酸化）も見られず、炭化木片も見出されない。このような特徴から、この堆積物は黒斑山活動期の末期に起った大規模な水蒸気爆発によって、成層火山体の東部が破壊され、物質が山崩れとなって大量に山麓に流下して生じたものと推定される。これは1888年の磐梯山の大爆発によって生じた山崩れによく類似した現象で、磐梯山の場合に強調されたように（SEKIYA and KIKUCHI, 1890）、粉碎された岩石塊は粉体流となって高速で斜面を流下し低傾斜地に展開したもので、真の泥流のように地表水に飽和していたのではなく、乾いた粉体として重力によって斜面を流下したものと考えられる。流れ山の地形は、その後、凹凸の大きい堆積物の表面を新しい沖積



第15図 浅間火山の成長史を示すブロック・ダイアグラム。火山体の形成は囲み枠で示した。矢印は確認された上下関係を表わす。荒牧(1968)を一部修正。(周縁部は周縁部の誤り)



第16図 小諸市南西方、久保の千曲川段丘上より浅間火山を望む。樹木に覆われた崖面は千曲川の右岸で、右端に糠塚山がみえる。



第17図 黒斑山東部破壊によって生じた「泥流」および浸食による岩屑の流下した状態を示す図。ARAMAKI (1963) による。

第3表 塚原「泥流」と磐梯山1888年山崩れとの比較 (AKAMAKI, 1963 による)

	塚原「泥流」	磐梯山1888年山崩れ
堆積物に覆われた面積 (km ²)	9.5 (小諸図幅) 90 (推定全面積, 但し東方, 北方へ流下した分を除く)	70
破壊された山体の体積 (km ³)	(おそらく2以上)	1.2
流れの最大到達距離 (km)	20	9

堆積物が覆ったため、最も高い突起部だけが小丘として残るようになって生じた。推定された流路は、黒斑山東腹から出発してすぐ南へ折れ（図幅外）更に南西へ向きを変えて現在の地域へ達して堆積したと考えられ、一見不自然なように見えるかも知れぬが、第17図に示すように、水蒸気爆発の中心部のす

ぐ東方に古い火山体が存在して障害物として働いたらしく、流れは最大傾斜の方向に沿って南から南西へ向かったと考えれば説明可能である。この現象を記述する適当な用語がないので、ここでは従来の用法に従って仮りに塚原「泥流」と呼んでおくと、実際には「泥」の流れではなく、乾いた流れであったことを強調したい。第3表には塚原「泥流」と磐梯山1888年の山崩れとの比較を掲げる。

IV. 3. 6. 3 軽石流堆積物および2次堆積物

塚原「泥流」発生の後、浅間火山の中央部（図幅外）では、デイサイトマグマの活動により仏岩火山体（ARAMAKI, 1963；荒牧, 1968）が生じた。この山体の西部はその後破壊されたが、その岩石の堆積物は本図幅の北東隅の地表下に存在するかも知れない。但し現在ではその露頭は全く見当らない。

浅間火山の第3期の活動（第15図）は $\text{SiO}_2=63\sim67\%$ のデイサイトマグマの活動で、2回にわたり軽石流として主に山体の南麓と北麓に堆積物を生じた。第4表に軽石流期の層序を示すが、小諸発電所の調整池（東小諸駅西北西500m）の東岸の崖、第2軽石流堆積物の基部近くより採集された炭化木幹の ^{14}C 年代は約11,000年前を示している（小林, 1964）。第1軽石流と第2軽石流との堆積物の境界には最大20cmの厚さの黒色土壌帯がみられるので、両者の間に最大数100年位の時間的間隙があったのではないと思われる。

全体の分布に比べると本図幅内の第1、第2軽石流堆積物の分布はほんの一部であるが、その表面はきわめて平滑で一様な傾斜を示し、図幅外の北東方向、即ち当時の火口の方向から最大傾斜に沿って流下したことが明らかである。図幅内では $4^\circ\sim2^\circ$ の傾斜を示す部分が多いが、図幅外の火口に近い所では最大 6° の勾配を示す。これよりも急な傾斜面では軽石流の大規模な堆積は起らなかったらしい。

第1軽石流が塚原「泥流」の地域に達すると、ここでの地表傾斜は更に小さいので、軽石流は西と南の方向へ分流し、塚原の面を避けて覆わなかったことが明らかである。

第1軽石流は第2軽石流の3倍の規模をもち、佐久平の南奥深くまで展開したと思われるが、現在で

第4表 浅間火山軽石流期の層序

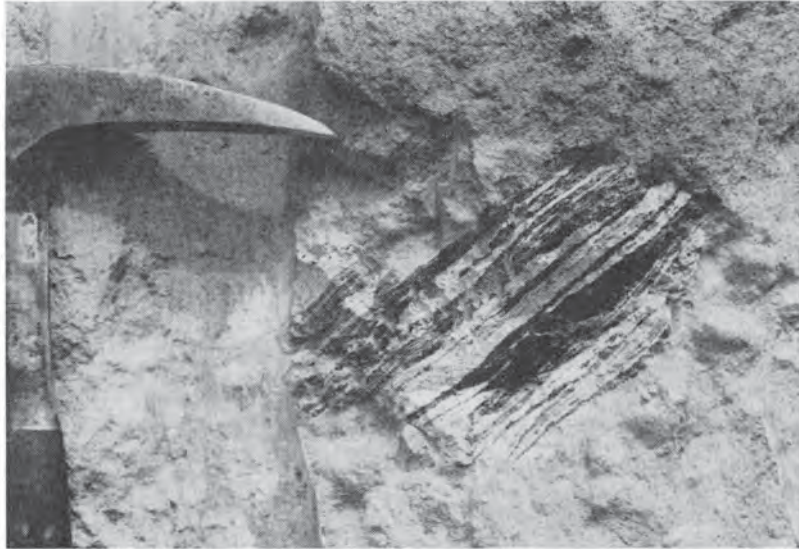
土 壌	
二次堆積層 (P ₃)	
第2軽石流 (1.0km ³) (100km ²) (P ₂)	← { 10,650±250 YBP (Gak-311) 11,300±400 YBP (M-1430) }
孺恋降下軽石 (図幅外)	
土 壌, 礫 層	
第1軽石流 (3.3km ³) (223km ²) (P ₁)	
降 下 軽 石	
土 壌	



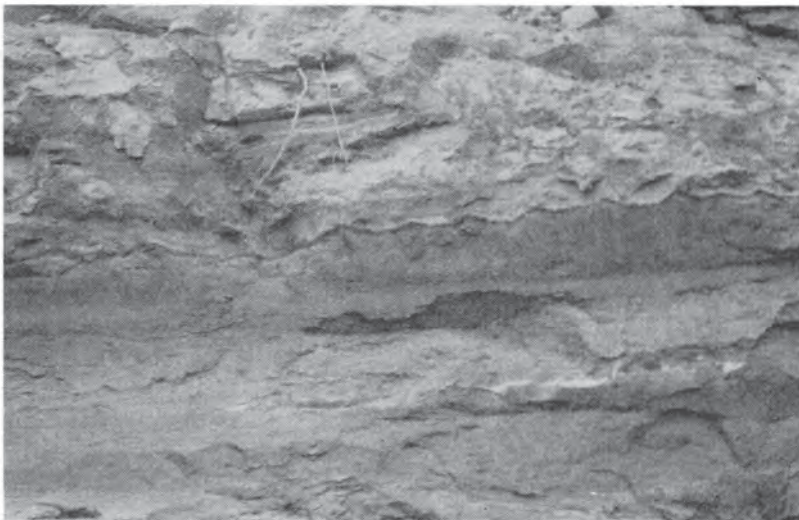
第18図 浅間火山第1軽石流堆積物中の吹き抜けパイプ構造。
伊勢林西方の崖。

は中込の北，滑津川北岸が分布の最南端である。厚さは最大30mに達し，最南端部でも完全に炭化した径10cm位の木幹を含んでいる。第1，第2軽石流ともその堆積物は溶結せず，低温の小型軽石流に分類される（荒牧，1957）。きわめて多くのflow unit（SMITH，1960）から成り，軽石塊の濃集部が層状に見られることが多い。粒度分布（荒牧，1968，第13図）は，火砕流堆積物に特徴的なsortingの悪さを示すが， Md_{ϕ} は0～2に集中する。吹き抜けパイプ構造が各所にみられるが（第18図），これは乾いた粉体流に特徴的にみられるものである。浅間火山の軽石流は異質岩塊をきわめて多量に含むのが特徴で，特に第1軽石流の一部に顕著で，例えば岩村田東方，鼻頭（はなづら）神社の千曲川岸の崖では一見泥流堆積物のようにも見える。しかしこのような部分も，より本質物質に富む部分に移化し，また吹き抜けパイプ構造や炭化木片を含むなどから，1次堆積物であることはほぼ確実である。

第2軽石流は第1軽石流堆積物の平坦な表面にうすく展開し，耳取一御影一西屋敷一馬瀬口を結ぶ線の南で薄失する。堆積物はきわめて徐々に薄くなり消失するので，数100mの範囲内でその分布限界をおさえることは困難である。本図幅内では第1・2軽石流の堆積物が上下に接する所は黒色土壌をはさむことが多いので，比較的識別が容易だが，一般には両者はよく似ていて，単独の露頭で区別することはきわめて困難な場合が多い。両者を区別する特徴としては，a)基地の色は第1軽石流堆積物は淡黄褐色だが第2軽石流堆積物は淡紅又は淡紫褐色のことが多い。b)明暗の縞状の軽石（第19図）は第2軽



第19図 浅間火山第2軽石流堆積物中に含まれる白黒縞状の軽石。
馬瀬口北方。



第20図 浅間火山軽石流2次堆積物にみられる漣痕の断面。画面の横幅は
約1.8m。「岩村田」図幅内，安原北方の切通し

石流に多くみられる。c)未発泡ガラス質の本質岩塊は第2軽石流にのみ含まれる。d)第2軽石流の方が本質軽石塊を多く含む、などが挙げられるが、決定的な特徴とはいえない。

小諸城跡（懐古園）から小諸発電所にかけては、第1・第2軽石流堆積物の間に一部やや顕著な不整合がみられ、30mの深さの谷が両者の噴出時期間に生じ、また河床礫層が堆積している。

岩村田市街地から湯川東岸にかけては、第1軽石流堆積物の上位に、よく成層し、一部に小規模な葉

理の発達した軽石質火山灰層が発達し、厚さは一部で10m以上に達する。地質図には2次堆積物 (P³) として表示したが、これは軽石流の堆積直後の氾濫原面に堆積した水成層であり、100%軽石流の物質から成る。第20図に示すように、明瞭な漣痕がみられる部分もある。

軽石流を構成するデイスাইトは斑晶に富んだガラスからなり、一部は鏡下で無色透明なガラスと褐色透明なガラスとが縞状又は塊状に入りまじっている。これは噴出時にやや組成の異ったマグマが機械的にミックスしたことを示す。斑晶は累帯構造の著しい斜長石、紫蘇輝石、普通輝石、チタン磁鉄鉱およびFe³⁺に富むイルメナイトである。

IV. 3. 6. 4 前掛山、追分火砕流堆積物

図幅の北東隅、塩野から馬瀬口にかけてと、石峠から南へ2kmばかりの小地域に分布する火砕流堆積物で、現在の前掛山外輪山を構成する火口 (図幅外) から噴出、流下したものである (ARAMAKI, 1963; 荒牧, 1968)。古文書の判読、¹⁴C年代等から1281年 (弘安4年) の大噴火の際の産物ではないかと思われるが (荒牧, 1968)、石峠付近のものは、黒斑火口内から蛇堀川の谷をつたって流下したものの先端に相当し、塩野一馬瀬口の前掛山火口から直接、南側山腹を流下したものの一部である。いずれも非溶結の堆積物で暗褐色の特徴ある外形を示す本質岩塊と同質の火山灰色基地より成る、中間型火砕流 (荒牧, 1957) の堆積物である。石峠付近では多量の炭化木幹を産する。厚さは10~数m以下、多くのflow unit (SMITH, 1960) から成る。

岩質はSiO₂=60%前後の安山岩質でガラス質石基に多量のopaque crystallite を含み、斜長石、紫蘇輝石、普通輝石、チタン磁鉄鉱を斑晶として持つ。

IV. 3. 7 その他の第四系

ここではローム層・段丘堆積物・河川堆積物についてのべる。

IV. 3. 7. 1 ローム層⁴⁾

この地域でローム層が厚く堆積しているのは、佐久市新田居村付近 (8.5m)、御牧ガ原 (5m) などである。この地域は、御岳第1浮石層 (Pm-I, 小林ほか, 1967) の分布の北限に当たっている。新田居村一本松地籍の柱状図を巻末柱状図のIV-2211に示す。図のようにPm-Iの上位には、ほとんどローム層を欠く。下位には、厚さ15-30cmの黒雲母軽石層をはじめ、黒雲母を含むローム層7枚、およびこれらの上位に黒曜岩片を伴うローム層がある。黒雲母軽石層は、同じ柱状図のIV-2213にもある。これらの分布・供給源については、北アルプス上のどれかの火山起源と考えられるが、詳しいことはまだよくわかっていない。一方、Pm-Iは、八ガ岳火山列北八ガ岳溶岩丘群中、現在の主稜を形成している火山体の形成前に噴出されたもの (河内, 1974-75) である。このPm-Iの上位のロームがこの地域でうすいことは、この地域が八ガ岳ロームの降灰の谷間に当たっていることを示している。

4) 地質図では省略されている。

IV. 3. 7. 2 段丘堆積物

この図幅地域内における段丘地形の発達は悪い。分布は臼田町西方、佐久市熊久保付近、望月町付近、浅科村の千曲川左岸および布引付近の千曲川右岸などである。望月町付近で現河床面との比高25m (t_1)、15m (t_2)、10m (t_3)に分けることができる。面は最大層厚10mまでの礫・砂・泥から構成されており、 t_1 面上にうすいローム層がのっているほかはローム層を欠く。佐久平北部では、比高による区別をせずに一括して段丘堆積物 (t) として示してある。

IV. 3. 7. 3 河川堆積物

“佐久平”および現河床を中心にして、礫・砂・泥などからなり、広い分布を示す。

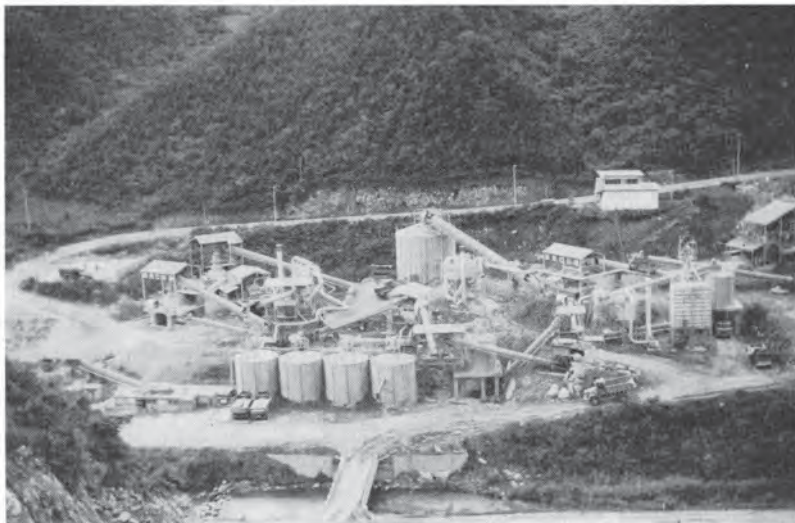
V. 応用地質

この図幅地域内の地下資源としては、望月町春日の春日鉱泉、同壘石の鉄平石、臼田町および佐久市平賀付近の佐久石などの石材資源があるにすぎない。

春日鉱泉：望月町春日湯沢にあり、温度25°C、湧出量毎分800ℓ、pH9.0の単純泉で、浴用として利用されている。

鉄平石：壘石を中心にして、地元の大草商店蓼科砕石工場ほか4社によって、壘石溶岩が採石（第21図）され、骨材用砕石および装飾用に利用されている。1977年現在の採取量は月産約27,000tである。

佐久石：建築用石材として志賀溶結凝灰岩が採石されているが、採石場はいずれも本図幅地域をわずかにはずれた「御代田」・「十石峠」図幅地域内にある。



第21図 壘石溶岩の砕石場

文 献

- 秋間・千曲川・豊野・八ヶ岳・松本盆地地研グループ (1973) フォッサ・マグナ帯中央部における新第三紀後期—第四紀洪積世の堆積盆地. 地球科学, vol. 27, p. 81-91.
- 荒牧重雄 (1957) Pyroclastic flow の分類. 火山, 2集, vol. 1, p. 47-57.
- ARAMAKI, S. (1963) Geology of Asama volcano. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, sec. 2.* vol. 14, p. 229-443.
- 荒牧重雄 (1968) 浅間火山の地質. 地研専報, no. 14, 45p.
- フォッサ・マグナ研究グループ (1958) フォッサ・マグナの構造的意義. 地球科学, no. 37, p. 29-33.
- 藤本治義編 (1958) 南佐久郡地質誌. 南佐久教育会, 314p.
- 林 等・伊佐早晋・新田義信・水品静雄・山岸いくま・歌代 勤 (1956) 信州, 別所・青木地方の地質. 地質雑, vol. 62, p. 388.
- 北部フォッサ・マグナ研究グループ・千曲川団体研究グループ (1976) 長野県北部—東部における新生代後半の構造運動と火山活動. 地球科学, vol. 30, p. 73-80.
- 本間不二男 (1931) 信濃中部地質誌. 信濃教育会小泉上田部会, 209p.
- 飯島南海夫 (1962) フォッサ・マグナ北東部の火山層序学的並びに岩石学的研究 (I・II). 信大教育紀要, vols. 12・14, p. 86-133・p. 91-122.
- (1967) 東北信州におけるローム層の問題点. 第四紀, 11, p. 39-49.
- ・石和一夫・甲田三男・田口今朝男 (1956) いわゆる“塩川層”の地質. 地質雑, vol. 62, p. 622-635.
- ・田口今朝男・石和一夫・甲田三男・中村二郎・木船 清・小林将喜・矢野和男・山岸いくま (1958) フォッサ・マグナ東部の火山と基盤. 地球科学, no. 37, p. 46-59.
- ・————・片岡健治・友野邦彦・六川忠信・小林将喜 (1968) 千曲川上流地方の第四紀地質 (その1・2). 地球科学, vol. 22, p. 1-10・p. 78-85.
- ・————・———— (1966) 千曲川上流地方の第四紀地質 (その3). 信州ローム層と関東ローム層の対比とそれに関わる問題点. 第四紀, vol. 8, p. 52-55.
- ・山岸いくま・甲田三男・石和一夫 (1963) 上田小県誌, 4, 自然編・地質. 上田小県教育会, p. 61-252.
- IKEBE, N., TAKAYANAGI, Y., CHIJI, M. and CHINZELI, K. (1972) Neogene biostratigraphy and radiometric time scale of Japan. —An attempt at international correlation. *Pacific Geology*, vol. 4, p. 39-78.
- 稲葉 明 (1959) 長野県内村地域の火山岩類の変質について, —フォッサ・マグナ, 内村団体研究. そのIII—. 地球科学, no. 43, p. 11-22.
- 亀井節夫 (1970) 八ヶ岳山麓の象化石. 第24回地研総会資料, p. 76-77.
- 河内晋平 (1961) 八ヶ岳火山列, I・II. 地球科学. nos. 55・56, p. 1-8・11-17.

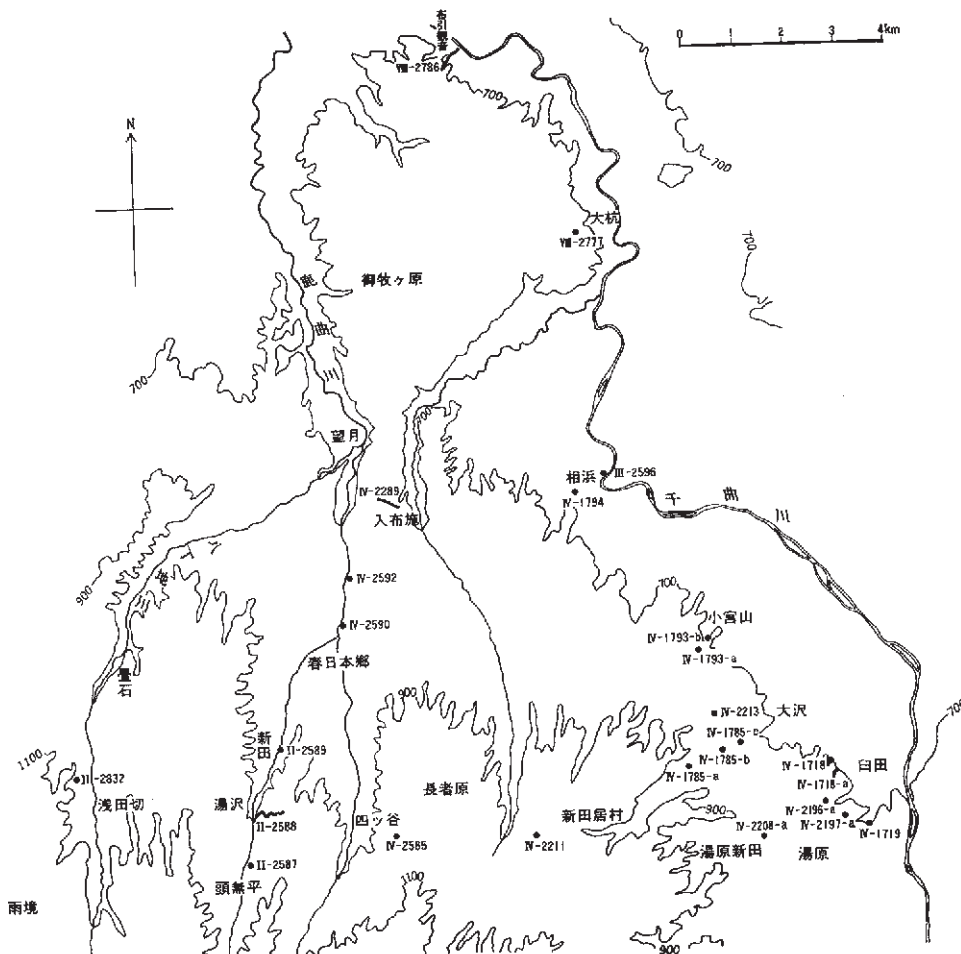
- KAWACHI, S. (1972) On the arrangements of Volcanoes in the Yatsugatake Volcanic Chain with special reference to the basement. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, ser. 4, vol. 15, 1-2, p. 139-155.
- 河内晋平 (1974-75) 蓼科山地の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 119 p.
- (1977) 八ヶ岳地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 93 p.
- ・河内洋佑 (1963) 霧ヶ峯・荒船山地区における鮮新世火山活動, フォッサ・マグナ帯中部における瀬戸内区の延長一, I・II. 地球科学, nos. 64・65, p. 1-7・33-37.
- 小林国夫 (1957) フォッサ・マグナ地域の構造発達史. 地団研松本支部, 44 p.
- (1958) フォッサ・マグナにおける2つの構造発達区. 地質学会昭和33年討論会, 日本新第三系シンポジウム資料, p. 8-11.
- (1964) 縄文文化と無土器文化¹⁴C年代. 科学, vol. 34, p. 96-97.
- ・清水英樹・北沢和男・小林武彦 (1967) 御岳火山第一浮石層, 一御岳火山第一浮石層の研究, その1—. 地質雑, vol. 73, p. 291-308.
- 北沢和男 (1965) 八ヶ岳周辺の信州ローム層, 諏訪教育, 29, p. 43-51.
- (1967) 諏訪・八ヶ岳周辺の信州ローム層. 第四紀, vol. 11, p. 20-26.
- 小坂共栄・千曲川団研グループ (1971) 長野県中部に分布する小諸層群の層序について. 地学5学会連合大会演旨集, p. 359.
- ・(千曲川団研・北部フォッサ研究グループ) (1975) 長野県東北部の鮮新世—洪積世前期の火山活動と構造運動. 地団研29回討論会資料, p. 2・38・39・42・43.
- 河野義礼・植田良夫 (1966) 本邦産火成岩のK-A dating (IV), 一東北日本の花崗岩類一. 岩鉱, vol. 56, p. 41-55.
- 窪田英夫 (1978) 長野県小県郡丸子町産 *Stegodon aurerae* の下顎臼歯より発見した珪藻化石について. 地球科学, vol. 32, p. 194-200.
- 古象団体研究会 (1973) 長野県小県郡丸子町産の *Stegodon aurerae*. *Jour. Fac. Sci. Shinshu Univ.*, vol. 8, p. 65-79.
- MATSUBAYASHI, O. (1975) K-Ar age of Shiga welded tuff, Nagano Prefecture, Japan. *Rock Magn. Paleogeophys.*, vol. 3, p. 79-80.
- MOMOSE, K. (1958) Paleomagnetic researches for the Pliocene volcanic rocks in central Japan (1). *Jour. Geomag. Geoelect.*, X, p. 12-19.
- , KOBAYASHI, K., YAMADA, T., OZIMA, M. and KANEOKA, I. (1966) Radiometric age of lava flows of the Enrei formation in central Japan (1). *Jour. Fac. Sci. Shinshu Univ.*, vol. 1, p. 93-96.
- 長野県地学会 (1962) 20万分の1長野県地質図および説明書. 内外地図, 78 p.
- NAKAMURA, K. (1964) Volcano-stratigraphic study of Oshima Volcano, Izu. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 42, p. 649-728.
- 小川琢治 (1932) 第四紀火山活動に対する氷河作用の意義. 火山, vol. 1, no. 1, p. 1-4.

- SAITO, Y. (1965) A sedimentary structure in the Aihama formation east of Aihama, Saku city, Nagano Prefecture, central Japan. *Jour. Fac. Educ. Shinshu Univ.*, vol. 15, p. 129-136.
- 斉藤 豊・斉 京徹 (1967) 佐久地方の旧象産出層について. 第四紀, vol. 11, p. 58-59.
- 沢村孝之助・大和栄次郎 (1953) 5万分の1地質図幅「諏訪」および同説明書. 地質調査所, 45p.
- SEKIYA, S. and KIKUCHI, Y. (1890) The eruption of Bandai-san. *Jour. Coll. Sci. Imper. Univ. Japan*, vol. 3, p. 91-172.
- 柴田 賢・青木正博・河内晋平・山崎哲良・小林哲夫 (1976) 長野県和田村第三紀石英閃緑岩中のペグマタイトとK-Ar年代. 地調月報, vol. 27, p. 509-516.
- 信州研究グループ (1969) 中部地方山間盆地の第四系. 地団研専報, no. 15, p. 217-258.
- 塩川団研 (1963) 八ヶ岳北東麓の第四紀地質—多摩ロームの起源—. 第四紀, vol. 4, p. 24-26.
- 塩川団研グループ (1970) 八ヶ岳東麓のローム層. 24回地団研総会資料, p. 51-56.
- SMITH, R. L. (1960) Ash flows. *Bull. Geol. Soc. America*, vol. 71, p. 795-842.
- 相馬恒雄 (1968) フォッサ・マグナの第三紀深成岩, フォッサ・マグナ, p. 99-107.
- 杉山隆二・渡辺晃二・矢口良一・小野和行 (1973) 長野県鹿教場温泉周辺の第三系と変質作用. 地質学論集, no. 9, p. 203-213.
- 田口今朝男・友野邦彦・塩川層研究グループ (1976) 小諸層群における二・三の問題点 (演旨). 昭和51年地質学会演旨集, p. 171.
- 竜野伸武・千曲川団研グループ (1973) 小諸層群における層序と化石珪藻について (演旨). 地質学会80年大会要旨集, p. 147.
- 上田高校地学班 (1975) 上田泥流の起源をもとめて. 科学の実験, vol. 26, p. 219-224.
- 内村団体研究グループ (1953) 内村地域の団体研究. 地球科学, no. 14, p. 3-8.
- 歌田 実 (1973) 北部フォッサ・マグナ地域, とくに中央隆起帯にみられる変質作用. 地質学論集, no. 9, p. 215-226.
- UTADA, M. (1973) The types of alteration in the Neogene sediments relating to the intrusion of volcano-plutonic complexes in Japan. *Scient. Papers. Coll. General Educ. Univ. Tokyo*, vol. 23, p. 167-217.
- 歌代 勤・稲葉 明・林 等 (1958) 長野県内村地方の虚空蔵層について. 新潟大高田分校紀要, vol. 2, p. 93-110.
- ・—————・—————・高野武男・小林忠夫・渡辺 勇 (1959) 長野県内村地方の進入岩類について—フォッサ・マグナ内村団体研究, そのIV—. 新潟大高田分校紀要, vol. 4, p. 118-131.
- ・—————・—————・山岸いくま (1958) フォッサ・マグナ帯における内村地域の堆積作用と構造運動, 新生代の研究, no. 26, p. 586.
- 八木貞助 (1931) 信濃国北佐久地方産の象歯化石とその地層について. 地学雑, vol. 43, p. 217-222.
- (1936) 浅間火山. 信濃教育会, 516 p.
- 山岸いくま・林 等 (1958) 丸子町・東内地域の地質. 長野県の地学III, 長野県地学会, p. 5-20.

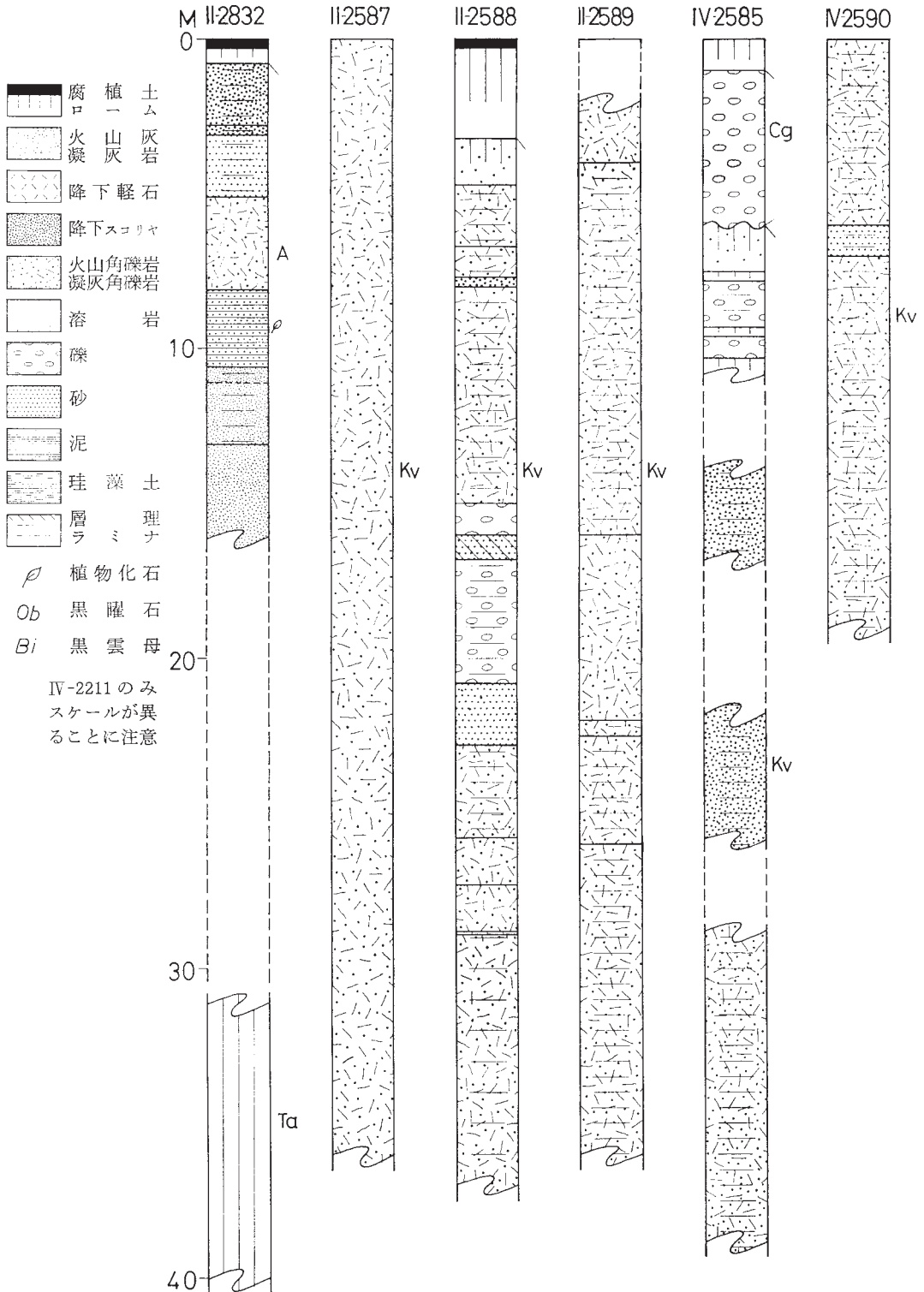
- 山崎哲良・小林哲夫・河内晋平 (1976) 長野県和田峠付近の地質と岩石. 地質雑, vol. 82, p. 127-137.
- 八ヶ岳研グループ (1976) 八ヶ岳火山活動の概要—とくに中期洪積世以降の火山活動について—. 地球科学, vol. 30, p. 87-94.
- (1977) 八ヶ岳火山東麓の中部洪積統. 地質学論集, no. 14, p. 103-125.

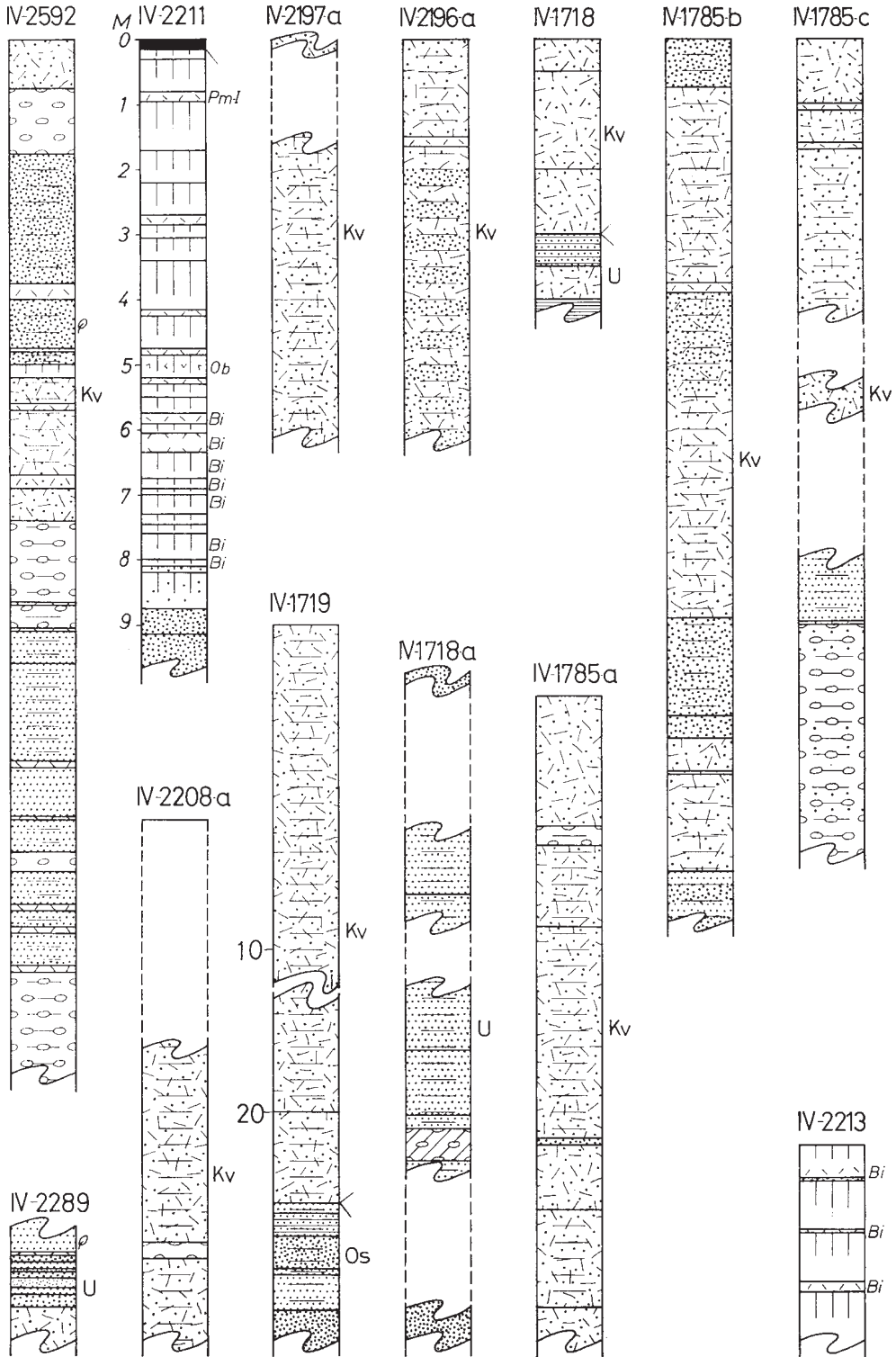
柱状図付表 各層分布地点

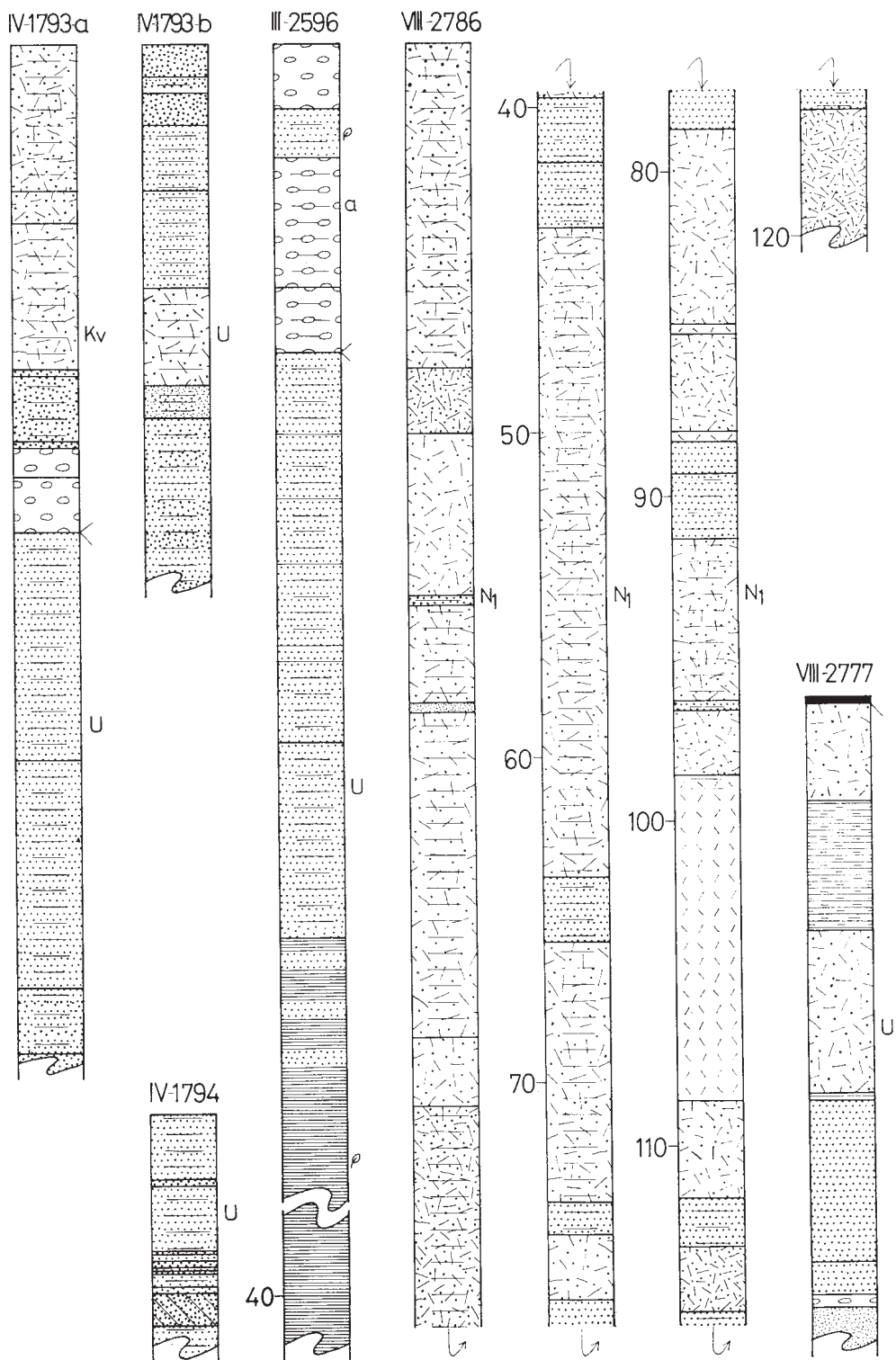
河川堆積物 a	—2592	大石川スコリア Os
III—2596	—2208-a	IV—1719
ローム層	—2197-a	瓜生坂累層 U
IV—2211	—1719	IV—2289
—2213	—2196-a	—1718-a
長者原礫層 Cg	—1718	—1718
IV—2585	—1785-a	—1793-a
春日火山角礫岩 Kv	—1785-b	—1793-b
II—2587	—1785-c	—1794
—2588	—1793-a	III—2596
—2589	浅田切砂泥層 A	VIII—2777
IV—2585	II—2832	布引累層 I Ni
—2590	壘石溶岩 Ta	VII—2786
	II—2832	



柱状図位置図







QUADRANGLE SERIES

SCALE 1:50,000

Tokyo (8) No.13

GEOLOGY OF THE KOMORO DISTRICT

By

Shimpei KAWACHI and Shigeo ARAMAKI

(Written in 1978)

(Abstract)

Geology

The area mapped is situated in the middle of Honshu. Geologically, the area belongs to the southern margin of the Northern Fossa Magna region and consists of northern foothills of Yatsugatake Volcanic Chain and southwestern slope of Asama Volcano.

The rocks outcropping in the area include those of the Paleozoic, Neogene, Quaternary Komoro Formation, Yatsugatake Volcanics, Asamayama Volcanics etc.....

Although an extremely small outcrop occurs at the southeastern corner of the mapped area, the Kaize Formation is a part of the extensive Permian formations developed in the Kanto Mountains further to the east.

Miocene Chushin Formation and a quartz diorite pluton, both of which develop in the western area, are Neogene in age. The Chushin Formation consists of Volcanic materials (so-called Green Tuff facies), the lower half of which is lithologically horn-

blende andesitic while the upper half rhyolitic. The quartz diorite pluton intrudes into the Chushin Formation and, according to several K-Ar age data of similar bodies of neighbouring area, the age of the pluton is estimated to be about 7.0 to 8.6 m. y.

Following the intrusion of the pluton, the area where the Chushin Formation had deposited became an area of upheaval with a southwest-northwest axis by which the depositional province of the Northern Fossa Magna Region was separated into the eastern and western provinces. The orogenic movement related to the intrusion of the quartz diorite and the resultant geanticline have been named as the Bessho phase of the Green Tuff orogenesis and Central Geanticline, respectively.

The Komoro and later formations in the eastern subprovince are terrestrial deposits in most part. The Komoro Formation comprises ordinary clastic sediments accompanied by welded tuffs at base, andesitic volcanic ejecta in the middle and lacustrine sediments with diatomites at top. The various volcanic rocks, such as the Shiga Welded Tuff, Mizuochi-kannon Basalt, and Enrei Formation, distributed in the mapped area belong to the same age group with the Komoro Formation, but with different eruptive centers.

The Yatsugatake Volcanic rocks are well developed in the southern half of the area and unconformably overlie all of the mentioned strata. The volcanic rocks are divided into those of the Older and Younger periods. Those of the Older period are mainly basaltic to andesitic scorias, lavas and volcanic breccias with minor rhyolitic to dacitic ashes. A fan gravel bed corresponding to a hiatus in the volcanic activities defines the top of the Older period sequence. The rocks of the Younger period are all andesitic and consist of lavas, pyroclastic flows, and mud flow deposits.

Volcanic products from Asama volcano with its eruptive center lying to the north of this quadrangle, occupy the northeastern corner of the area. They are: 1) mud flow deposit derived from the andesitic stratovolcano, Kurofu-yama, 2) large-scale, low-temperature dry avalanche deposits probably formed by destructive steam explosion of Kurofu-yama, 3) two units of pumice flow deposits emplaced about 11,000 YBP, and 4) small tongues of the historic (1281 A. D. ?) andesitic pyroclastic flows.

Economic Geology

No major mineral resources have been known from the map area. A mineral spring (25°C) has been used for bathing in Kasuga, Mochizuki. There are some andesite quarries for ballast and ornamental purposes as Tatamiishi, Mochizuki.

※文献引用例

河内晋平・荒牧重雄 (1979) 小諸地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅),
地質調査所, 39p.

KAWACHI, S. and ARAMAKI, S. (1979) *Geology of the Komoro district.*
Quadrangle Series, scale 1:50,000, Geol. Surv. Japan, 39p.
(in Japanese with English Abstract, 2 p.)

昭和 54 年 3 月 17 日 印刷

昭和 54 年 3 月 23 日 発行

通商産業省工業技術院

地質調査所

川崎市高津区久本 135

印刷所 泰成印刷株式会社

130 墨田区両国 3-1-12

© 1979 Geological Survey of Japan