

秋田県小又川・玉川上流域の玉川溶結凝灰岩の岩石学的研究（予報）

須藤 茂* 玉生 志郎*

**Preliminary petrography of Tamagawa Welded Tuff
at the upper stream area of Komatagawa and Tamagawa Rivers,
Akita Prefecture, Northeast Japan**

Shigeru SUTO and Shiro TAMANYU

Abstract

The Tamagawa Welded Tuff of the surveyed area can be stratigraphically classified into the following five members in ascending order; Lower Rhyolitic, Middle Rhyolitic, Lower Dacitic, Upper Rhyolitic and Upper Dacitic Welded Tuffs.

The large quartz phenocrysts, reaching 8 mm in diameter, are characteristically included in the rhyolitic rock and absent in the dacitic one. The rhyolitic rocks contain more phenocryst of plagioclase than dacitic rocks do. The modal percentage of the whole phenocrysts in the Upper Rhyolitic Tuff is as half as those of Middle and Lower Rhyolitic Tuffs. The Lower and Upper Dacitic Tuffs are petrographically indistinguishable each other.

There are distinct chemical differences between the rhyolitic and dacitic rocks. For example, SiO₂ contents of rhyolitic and dacitic tuffs are 72-75% and 66-70% and total iron as FeO are 1.7-3.0% and 3.9-5.0% respectively.

The rhyolitic rocks described above have not been reported yet from other volcanic areas of northeastern Japan where acid welded tuffs erupted at nearly same age as Tamagawa Welded Tuff are extensively distributed.

要 旨

調査地域の玉川溶結凝灰岩は下位から下部流紋岩質、中部流紋岩質、下部デイサイト質、上部流紋岩質および上部デイサイト質溶結凝灰岩に区分される。

流紋岩質溶結凝灰岩には直径 8 mm にも達する石英斑晶が多量含まれるのが特徴的であり、デイサイト質溶結凝灰岩中にはそれがほとんど含まれない。また斑晶斜長石量もデイサイト質溶結凝灰岩中よりも流紋岩質溶結凝灰岩中に多い。上部流紋岩質溶結凝灰岩中の総斑晶量は中部および下部流紋岩質溶結凝灰岩のその約 1/2 である。しかしながら上部と下部のデイサイト質溶結凝灰岩の岩質はほとんど同じである。

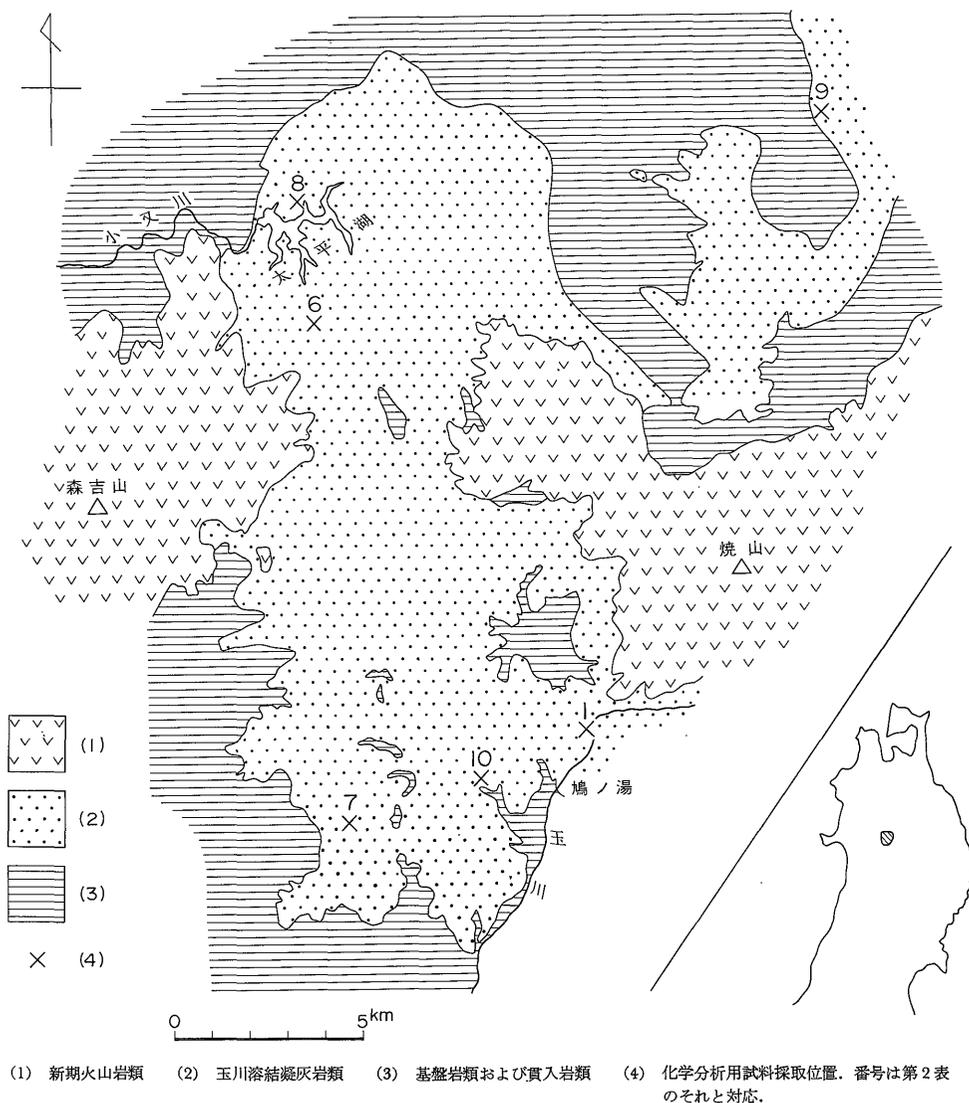
流紋岩質溶結凝灰岩とデイサイト質溶結凝灰岩は化学組成上でも明瞭に区分される。すなわち両者の SiO₂ 量はそれぞれ 72-75% および 66-70% であり総鉄酸化物量は 1.7-3.0% および 3.9-5.0% である。

* 地殻熱部

1. 緒 言

玉川溶結凝灰岩は秋田・岩手県境の八幡平等の新期火山群の下位に広い範囲にわたって分布する。同岩は地熱の生成と成因的に深いつながりがあると考えられている。筆者らの今回の調査も八幡平地域の地熱資源賦存に関する研究の一部として実施された。51年度は秋田県下の小又川・玉川上流域の玉川溶結凝灰岩の層序区分、フィッシュン・トラック年代測定および岩石の記載を行った。前の 2 項目はすでに報告した（玉生・須藤，1978）ので本報告では同岩の岩石の検鏡結果および化学組成について報告する。

現地調査に際しては三菱金属㈱の伊東潤二所長、黒田英夫課長はじめ所員の方々に便宜をはかって頂いた。また地質学会第 84 年学術大会での同趣旨の発表の折には秋田大学大口健志氏ならびに日本重化学工業㈱の地熱担当の方々から有意義な御意見を賜ることができた。なお本研究を行うにあたり地質調査所内の地殻熱部 角清愛課



第1図 小又川玉川上流域の玉川溶結凝灰岩の分布および化学分析用試料採取地点

長, 地質部佐藤博之課長, 小野晃司・一色直記両氏をはじめ地殻熱部ならびに環境地質部の方々には様々な指導をして頂いた。以上の方々に深謝の意を表する。

2. 地質概略および従来の研究

2.1 地質概略

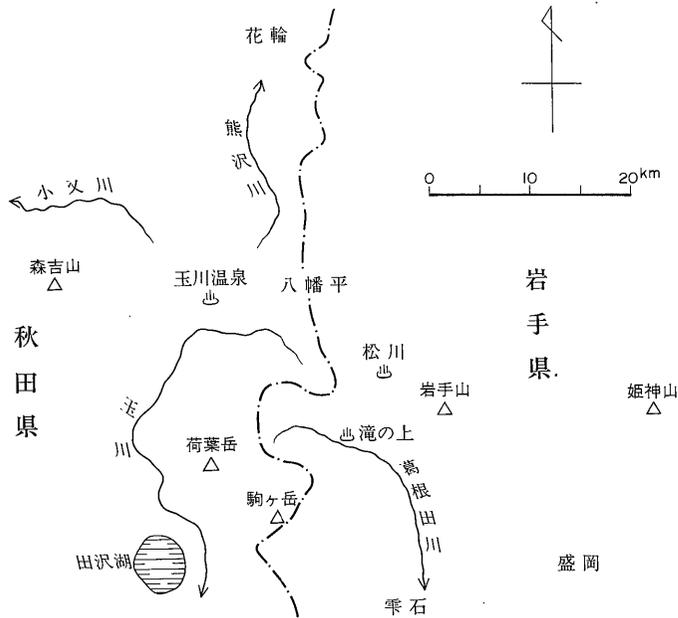
調査地域の地質略図を第1図に示す。本地域は東西約50 km, 南北約50 km にわたる玉川溶結凝灰岩の分布域の北西部に相当する。玉生・須藤 (1978) が示した本地域の玉川溶結凝灰岩の層序および年代の一部を第1表に示す。この中で小又川上流域の層序は筆者の一人 (S.

T.) の52年度の調査結果に基づいて一部訂正した。地域ごとの各層の分布, 相互の関係および今回の調査地域外の玉川溶結凝灰岩の年代測定の結果もすでに報告されており (玉生・須藤, 1978), 雫石盆地の“橋場層”は今回の調査地域の“上部流紋岩質溶結凝灰岩”とはほぼ同時期の噴出により堆積したことが明らかにされた。

2.2 従来の研究

本溶結凝灰岩の従来への報告例を岩石記載を中心に各地域ごとに以下に示し, 本章の末尾にそれらを簡単にまとめた。各地域の位置を第2図に示す。

2.2.1 小又川上流域



第2図 八幡平地域略図

坂本ほか (1955) が示した地質図の中で小又川上流域は“玉川石英安山岩類 A, B および C”に区別されている。同地には現在ダムが建設され水没した部分も多いために今回の調査結果との対比は困難である。大口・伊里 (1977) は同地の地質断面図を示し Tam. III (後述) とそれを覆う椶内層について記した。

2.2.2 玉川上流域

本地域の石英斑晶に富む凝灰岩を溶結凝灰岩として初めて記載したのは椎川 (1955) で“石英, 斜長石, 紫蘇輝石を含む無層理粗鬆な凝灰岩”と“石英, 斜長石, 普通輝石を含むネバダイト質凝灰岩”に対し“渋黒溶結凝灰岩”と命名した。次いで大沢・角 (1957, 58) は地質図幅「森吉山」および「田沢湖」の中で“田沢酸性火山岩類”の名称を用い, 下位の“玉川石英安山岩類 (石英斑晶を多量含む角閃石紫蘇輝石含有石英安山岩)”とそれを被覆する“やや酸性の安山岩類 (斑晶石英を欠く紫蘇輝石普通輝石安山岩)”とに分けて記載した。また河野・青木 (1959) は“玉川溶結凝灰岩”の名を用い, 多量の斑晶を含む“流紋岩”と石英を欠く“酸性安山岩”とに分け, 前者のうち玉川流域に分布するものは斑晶が多く田沢湖東岸のものは斑晶量がより少ないとした。これに対して TANIDA (1961) は田沢湖東方の“田沢溶結凝灰岩 (角閃石含有普通輝石紫蘇輝石デイサイト)”と玉川上流域の“玉川溶結凝灰岩 (普通輝石含有角閃石紫蘇輝石流紋岩)”とを結びつける証拠はないと主張し各々

の岩石の詳しい記載と化学分析を行った。また上田 (1963) は田沢湖東方に分布する“ネバダ岩質凝灰岩”を“田沢層”としたが, 椎川ほか (1964) は荷葉岳南側の“斑晶斜長石を含む石英安山岩質溶結凝灰岩”に対して“田沢酸性火山岩類”の名を用いた。河野・上村 (1964) は玉川上流域を含む「八幡平」図幅において同地域の“玉川溶結凝灰岩”の噴出を3期に区分した。各々の噴出物は下位から“両錐石英の巨晶を斑晶として多量に含む流紋岩質溶結凝灰岩”, “斑晶結晶をほとんど含まない酸性安山岩”および“流紋岩”である。さらに玉川上流域では折本・安田 (1969) が“玉川石英安山岩類”を T_1 より T_6 まで6区分し各々の分布と岩相を示した。それらの中には“1 mm 大の石英の斑晶を含む石英安山岩-流紋岩火山角礫岩 (T_1 の中)”, “1 mm 大の石英粒を含む石英安山岩質凝灰岩 (T_2 の中)”, “1 cm に達する石英を含む流紋岩質溶結凝灰岩 (T_3)” および “3 mm 大の石英を含む石英安山岩質溶結凝灰岩 (T_5)” などがある。角・高島 (1972) は玉川温泉付近の“玉川溶結凝灰岩”を“径 3 mm に達する斑晶石英・斜長石を含む溶結凝灰岩”とその上位の“まれに石英を含む安山岩溶岩”とに分けて記した。また最近長谷 (1976) は“玉川溶結凝灰岩”を5区分した。それらの岩石は“石英粒を含む変質凝灰岩類 (D_1)”, “石英粒に富む石英安山岩 (D_2)”, “流紋岩質火山碎屑物 (D_3)”, “流紋岩質凝灰岩・砂岩 (D_4)”および“長石類の斑晶が大きな

デイサイト-流紋岩 (D₅)”である。さらに大口・伊里 (1977) は新たな層序区分と命名を行った。玉川地域の溶結凝灰岩を“輝石石英安山岩質 (Tam I)”, “角閃石輝石石英安山岩質 (Tam II)” および “シソ輝石角閃石普通輝石石英安山岩質 (Tam III)” と 3 区分したほかその南方に分布する “多量の 5 mm 大の両錐形石英, 普通輝石, 紫蘇輝石および少量の黒雲母, 角閃石を含む石英安山岩質凝灰岩 (一部は溶結相)” を “田沢層” と, また “多量の融食形石英, 斜長石, 比較的少量の黒雲母, 角閃石, 少量の紫蘇輝石を含む石英安山岩質溶結凝灰岩” を “大沢層” とそれぞれ定義した。また大沢・角 (1957) の “やや酸性の安山岩類” は岩相から判断して後述する “椀内層” の南方延長に相当するとみなした。以上のように玉川上流域では多くの調査研究が行われたが佐藤ほか (1976) が述べたように層序は必ずしも完全に確立されているとはいえない。岩石名は安山岩から流紋岩まで報告されている。河野・青木 (1959) が記したように本岩中の鉄苦土鉱物は必ずしも保存状態が良くないために記載された岩石の相互の比較を行うことにも困難が伴う。

2.2.3 雫石盆地付近

本地域には “橋場層” (早川・北村, 1953) と呼ばれる “径 5 mm 時には 7-8 mm に達する石英を多量に含む石英安山岩質凝灰岩” (MURAI, 1962) が分布する。大口・伊里 (1977) は同地の岩石の岩相は上述した “田沢層” と同じであるとした。また筆者の一人 (S.S.) は “橋場層” の上位にデイサイト質溶結凝灰岩を見出した。これは玉生・須藤 (前出) のデイサイト質溶結凝灰岩と岩相が似ている。これについては後に報告する。

2.2.4 葛根田川上流域滝ノ上地区

早川 (1951, 52) は本地域の火山岩類を広く調査し, その中で最も下位の火山を “葛根田火山 (K₁-K₄)” と命名した。このうち K₁ は “径 5 mm 以上に達する融食形両錐石英斑晶を極めて多量に含む石英安山岩” であ

り, K₂ は “径 1 mm 前後の粒状石英を少量含む含石英安山岩” である。中村ほか (1960) は同地の溶結凝灰岩を “玉川溶結凝灰岩” と呼び, 下位の “大型石英・斜長石に富むネバダイト質溶岩 (輝石含有角閃石石英安山岩)” と上位の “斜長石・石英の大型斑晶および紫蘇輝石に富むネバダイト質凝灰岩 (輝石石英安山岩)” とに分けた。一方佐藤 (1972) は “葛根田川火砕岩類” を新定義し同地の地質構造図を示した。この火砕岩類の下部は “石英の巨晶がめだつネバダイト質凝灰岩などの石英安山岩質”, 上部は “安山岩質” の岩石で特徴づけられる。中村 (1976) は同じ趣旨の地質図, 断面図および柱状図を示した。滝ノ上地区の酸性火山岩類の層序学的な位置づけに関してはまだ意見の一致をみない。

2.2.5 岩手山東方

増田ほか (1965) は姫神山山麓に分布する “普通輝石紫蘇輝石石英安山岩” を第四紀の噴出物と考えてその一部は溶結凝灰岩であると記載した。その後岩手山東方には多くの試錐が実施され, それらの試錐コアより玉川溶結凝灰岩またはそれに類似する岩石が報告された。橋 (1969, 70, 71) は斑晶石英に富む “大滝溶結凝灰岩”, 時に斑晶石英を含む “西根溶結凝灰岩 (複輝石石英安山岩)” および石英を含まない “浜民溶結凝灰岩 (輝石安山岩質)” の記載を行った。また北村・尾西 (1972) は同じ試錐コアから雫石盆地西部に露出する “橋場層 (石英安山岩質溶結凝灰岩)” が岩手火山南麓部の第四紀火山の下に広範囲に分布する可能性を指摘した。これらの試錐コア中の溶結凝灰岩およびそれと類似する同地の地表に露出する岩石の中には必ずしもこれより西方に分布する玉川溶結凝灰岩類と同時期の噴出物とはいえないものも含まれている可能性があり, 今後の調査が期待される。

2.2.6 松川地域

中村・角 (1961) は本地域の “玉川溶結凝灰岩” を 4 つに区分した。それらの岩相は下位から “斜長石および石英の斑晶に富むネバダイト質輝石含有角閃石石英安山

第 1 表 小又川・玉川上流域の玉川溶結凝灰岩の層序

小 又 川 上 流 域	花 輪 南 方 熊 沢 川 流 域	玉 川 上 流 (西 部) 域
上部デイサイト質溶結凝灰岩 上部流紋岩質溶結凝灰岩	上部デイサイト質溶結凝灰岩 9**	上部デイサイト質溶結凝灰岩 10** 上部流紋岩質溶結凝灰岩 1.2 ± 0.3 m.y.*
下部デイサイト質溶結凝灰岩 8** 中部流紋岩質溶結凝灰岩 1.8 ± 0.4 m.y.* 6**		中部流紋岩質溶結凝灰岩 1.7 ± 0.5 m.y.* 7** 下部流紋岩質溶結凝灰岩 2.0 ± 0.5 m.y.* 1**

* 玉生・須藤 (1978) ** 番号は第 3 表中のそれと対応

第2表 小又川・玉川上流域の玉川溶結凝灰岩の長径約1mm以上の鉱物のモード(%)

()内は各鉱物の平均断面積(mm²)

層序および岩質	下部流紋岩質	中部流紋岩質	下部デイサイト質	上部流紋岩質	上部デイサイト質
薄片数	2	9	3	1	7
石英	17.4 (1.95)	14.6 (2.53)	—	6.2 (2.05)	0.1 (0.39)
斜長石	18.2 (0.95)	18.3 (1.30)	12.2 (0.80)	11.6 (1.11)	10.6 (0.65)
斜方輝石	?	0.2 (0.47)	0.8 (0.25)	0.0	0.5 (0.34)
単斜輝石	?	0.1 (0.38)	0.2 (0.23)	0.0	0.3 (0.38)
計	35.6 (1.27)	33.2 (1.62)	13.2 (0.72)	17.8 (1.32)	11.5 (0.61)

岩質溶岩”，“斜長石および石英の大型斑晶および紫蘇輝石に富むネバダイト質輝石石英安山岩質凝灰岩”，“普通輝石紫蘇輝石安山岩質凝灰岩”および“石英含有輝石安山岩質溶結凝灰岩”である。NAKAMURA and SUMI (1967) はさらにこれらを T₁-T₈ に区分した。

2.2.7 花輪南方熊沢川流域

上田ほか(1961)が記載した“椶内層”は“白斑状暗色の溶結凝灰岩”を主体にしたもので、その岩石は“石英、斜長石および輝石の斑晶に富む*。

2.2.8 従来の岩石記載のまとめ

以上に列記したように玉川溶結凝灰岩類中には安山岩質、酸性安山岩質、石英安山岩質および流紋岩質の岩石があると報告されている。斑晶石英の粒径と量は野外でもよく識別されるために岩相区分の根拠とされることが多い。特に径数 mm を越える大型石英を多数含む岩石はほとんどの調査地域から報告されている。この岩石に対しては“石英安山岩質”と“流紋岩質”の2通りの名称が用いられている。化学分析を行った著者は“流紋岩質”と記し、そうでない著者は“石英安山岩質”と記す傾向がある。同様にある地域の同じ岩石を報告した例の中に“安山岩”，“酸性安山岩”および“石英安山岩”と異なる呼称が使用されている。

今回の我々の調査地域内では野外において石英斑晶を多量に含むのが確認される岩石を流紋岩質、そうでないものをデイサイト質と呼んだ。このことの妥当性については後の化学分析の章で述べる。

3. 岩石記載

本地域の玉川溶結凝灰岩は斑晶量の多い流紋岩質とより斑晶の少ないデイサイト質の2つのタイプに分けられる。同じタイプに属するものは異なる層序に位置するものであっても岩石の特徴に大差はない(第1, 2表参照)が、以下に各層序ごとの岩石の検鏡結果を報告する。

3.1 下部流紋岩質溶結凝灰岩

本岩は野外で多くの岩片を含むのが観察され、鏡下でも細粒の多数の砂岩、凝灰岩の岩片がみられる。その量は他の岩質中のものよりも多い(Plate 23-1)。斑晶量は石英と斜長石が多く大部分を占め、他の鉱物は微量である。基質には透明なガラスもあるが脱ハリ化も受けており、一部には径0.2-0.3 mm、時には1 mm に達するスフェルライトも存在する。

斑晶石英は径1-8 mm 程度のもが多く、自形、融食形ともにみられる。斜長石は径1-4 mm の自形を示すものが多く、アルバイト集片双晶および反復累帯構造を示す結晶が多い。含有鉱物は少なく dusty zone も認められない。輝石は変質が激しく鑑定が困難である。半自形淡褐色の角閃石が少量認められる。他にクリストパライト、ジルコン、炭酸塩鉱物、沸石類がある。

3.2 中部流紋岩質溶結凝灰岩

本岩は斑晶量が多く(Plate 24-1)粗鬆であるが基質には偏平化したビトロクラスチック構造がみられる。ガラスは透明-淡褐色で一部は脱ハリ化している。斑晶鉱物は石英、斜長石、斜方輝石、単斜輝石、角閃石、黒雲母、鉄鉱物およびジルコンで、基質にはクリストパライトが晶出している。また変質鉱物として炭酸塩鉱物が認められる。

石英は自形から融食されているもの(Plate 23-2)まであり、径は8 mm 程度までである。斜長石は自形のもが多く径は1-5 mm 程度で、アルバイト集片双晶および反復累帯構造を示すことが多い。輝石や鉄鉱物の丸い粒子を含むことはあるが dusty zone はない。斜方輝石は長柱状自形であるが、周囲および割れ目から変質している。単斜輝石も自形であるが縁辺部は変質している。角閃石は淡褐色-褐色を呈し自形である。

3.3 下部デイサイト質溶結凝灰岩

斑晶量は比較的少なく斜長石が12%程度で他は少量である。基質のガラス片はよく偏平化している(Plate 23-3)。

斑晶斜長石は自形を呈するものが多く、一部は内部に侵入されて融食を受けている。径は1-3 mm でアルバイト集片双晶および反復累帯構造を示すものが多い。輝石や鉄鉱物を若干含有することはあるが dusty zoneはみられない。径2 mm 程度以上の結晶は最外殻は明瞭に残っているが内部が融食されている。斜方輝石は自形一半自形を呈し、径1-2 mm で累帯構造がよくみられる。単斜輝石は自形で径1 mm 程度までであり、累帯構造がよくみられる。このほか斑晶鉱物として角閃石およびリンカイ石が認められる。基質にはクリストバライトが晶出している。

3.4 上部流紋岩質溶結凝灰岩

自形結晶の他に破砕物が多くみられる。基質には偏平化したビトロクラスチック構造が認められるが一部は脱ハリ化している。斑晶量は本地域の流紋岩質岩石中では最も少ない。

斑晶石英は径2-4 mm 程度のもので多く、半自形を呈する。融食は外形が丸味を帯びるもの他に侵入される型もある。斑晶斜長石は径1-3 mm のものが多く自形を呈し、アルバイト集片双晶および反復累帯構造が顕著である (Plate 23-4)。清澄な最外殻の内側に dusty zone を有する結晶も一部にみられる。斑晶の斜方輝石は縁辺部や割れ目から変質を受けており、単斜輝石には累帯構造がよくみられる。基質にはクリストバライトが晶出している。

3.5 上部デイサイト質溶結凝灰岩

基質は淡褐色-褐色で偏平化したビトロクラスチック構造がよく発達している (Plate 24-2) が一部は脱ハリ化を受けておりスフェルライトも確認される。斑晶鉱物は斜長石、斜方輝石、単斜輝石、角閃石および鉄鉱物で基質にはクリストバライトがみられる。

斜長石は径0.5-3 mm 程度で自形を呈し、アルバイト集片双晶を示すものが多い。反復累帯構造も一般的によくみられる。含有物は少なく dusty zoneはほとんどみられない。粒径の大きいものは最外殻のみが残り内部は融食されている。斜方輝石は長柱状自形で一部には累帯構造がよくみられる。磁鉄鉱などの丸い粒子の含有物が多くまた縁辺部や割れ目から変質している。単斜輝石は短柱状自形で双晶、累帯構造を呈すものが多い。角閃石は淡褐色で自形を呈する。黒雲母は druse 中にクリストバライトとともにみられる。ほかに石英が少量認められるが小さな破砕形を示すものが多い、これは流紋岩質岩石中のものでとりこまれたものと考えられる。ほかに溶岩・砂岩および凝灰岩の岩片が認められる。また数は少ないが本層の中より流紋岩質溶結凝灰岩の岩片が見い出され

ており、その岩質は本地域の中部流紋岩質溶結凝灰岩のそれとほとんど同じである。

3.6 まとめ

本地域の溶結凝灰岩のうち流紋岩質のものは径8 mm にも達する石英を含むことがあるため、薄片 (約7 cm²) による観察のみでは鉱物の量比の比較は困難であるが、今回は薄片で径約1 mm 以上の鉱物のモード値を示し、各々の鉱物の薄片上の平均面積を求めた。モード値および面積測定は薄片をプロジェクターで拡大投影し紙面に写しとった後面積計で計測した。結果を第2表に示す。

薄片が小さいためにモード値がどの程度ばらつくかを確認するために、おのおのの岩石試料から薄片を2枚ずつ作製し相互のモード値を比較した結果その差の最も大きな値は石英では7%、斜長石9%、総斑晶量では10%を越えた。

表に明らかのように流紋岩質岩は石英だけでなく斜長石の量もデイサイト質岩に比べて多く、互いの鉱物量比の差は顕著である。流紋岩質岩の中では上部の岩石は中部および下部のそれに比べて石英、斜長石ともに少ない。デイサイト質岩は上部と下部の値がほぼ等しい。上部デイサイト質岩石中には石英があるがこれは破砕形の小さい結晶で外来のものと考えられる。鉄苦土鉱物は量も少なくまた変質が激しい試料も多いために試料相互の比較が困難である。不透明鉱物量は流紋岩質岩石よりもデイサイト質岩石の方に多く含まれる。今後各層の岩石の比較検討を行う際には他の鉱物に比べて変質の程度が弱く、かつ自形を示すことの多い斜長石の組成や累帯構造を用いるのが適当と考えられる。

薄片上の各結晶の面積測定の結果、流紋岩質岩石中では石英は斜長石より大きく、斜長石どうしを比較すると流紋岩質岩石中のものでデイサイト質岩中のもより大きいことが明らかになった。各薄片ごとの鉱物の大きさの差はモード値の差に比べて小さい。

4. 化学組成

玉川溶結凝灰岩の分析値はすでに河野・青木 (1959)、TANIDA (1961) および橋 (1970, 71) によって与えられている。今回さらに6個の分析を行ったので以下にまとめて報告する。

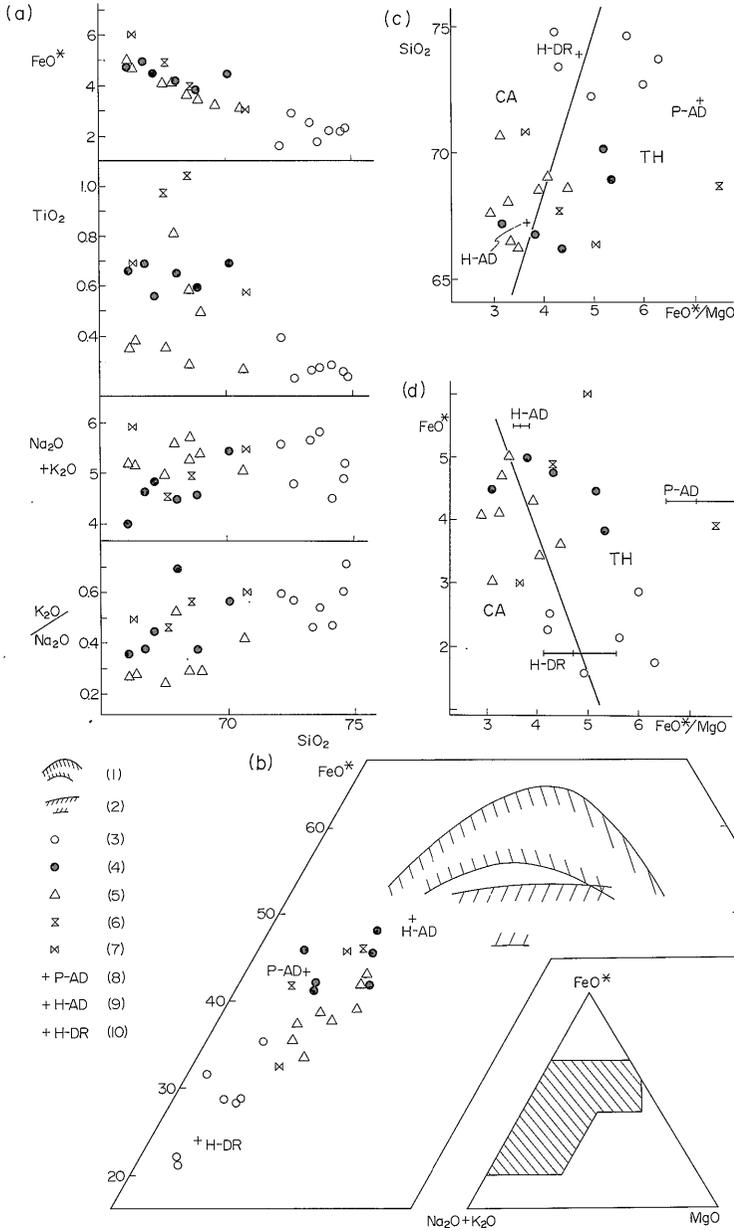
今回の化学分析に使用した小又川および玉川上流域の試料の採取位置を第1図に、各々の試料の層序上の位置を第1表に、分析値を第3表に示し、その値を第3図にプロットして示す。

野外で区別される石英結晶の目立つ岩石とそうでない岩石とは化学組成の差も顕著である。両者の SiO₂ 量は

第3表 玉川溶結凝灰岩類および類似岩の化学組成

番号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
分 献	本報告	Tanida (1961)	河野・青木 (1959)		橋 (1970)	本報告	本報告	本報告	本報告	本報告	橋(1970)		橋 (1971)
SiO ₂	74.71	72.18	74.62	73.70	72.68	73.36	74.18	68.05	70.12	67.17	68.87	66.14	66.78
TiO ₂	0.23	0.39	0.25	0.27	0.23	0.26	0.28	0.65	0.69	0.56	0.56	0.66	0.69
Al ₂ O ₃	12.69	15.53	13.30	15.18	13.08	14.21	14.21	15.46	13.60	15.51	14.18	15.00	15.76
Fe ₂ O ₃	0.46	0.79	0.75	0.78	1.52	1.00	1.23	3.55	3.07	2.59	0.68	2.16	0.76
FeO	1.87	0.87	1.46	1.06	1.51	1.62	1.04	0.97	1.69	2.16	3.23	2.80	4.28
Fe	0.12	—	—	—	—	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	—	—	—
MnO	0.07	0.03	0.02	0.02	0.18	0.06	0.03	0.11	0.07	0.09	0.09	0.10	0.12
MgO	0.54	0.32	0.38	0.28	0.48	0.59	0.14	0.43	0.86	1.43	0.72	1.09	1.30
CaO	2.37	2.24	2.46	2.01	2.60	2.57	2.12	1.47	2.43	4.17	3.22	4.04	4.68
Na ₂ O	2.99	3.46	3.02	3.74	3.01	3.83	3.02	2.63	3.45	3.34	3.31	2.94	3.35
K ₂ O	2.16	2.08	1.85	2.06	1.75	1.80	1.44	1.83	1.97	1.49	1.26	1.06	1.28
P ₂ O ₅	0.04	0.04	0.02	0.02	0.06	0.05	0.02	0.10	0.11	0.12	0.13	0.17	0.17
S	0.14	—	—	—	—	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	—	—	—
SO ₃	<0.01	—	—	—	—	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	—	—	—
CO ₂	0.22	—	—	—	—	<0.01	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	—	—	—
H ₂ O+	0.80	0.92	1.03	0.59	1.89	0.38	1.47	3.18	1.32	0.85	2.73	2.52	0.41
H ₂ O-	0.24	0.90	0.47	0.34	0.50	0.16	0.36	1.32	0.38	0.36	0.54	0.94	0.02
Total	99.65	99.75	99.63	100.05	99.49	99.89	99.54	99.76	99.76	99.84	99.55	99.62	99.60
Q	42.6	38.8	43.4	39.0	41.7	37.1	46.2	42.9	36.3	30.8	35.1	34.1	28.0
C	1.7	3.6	1.9	3.2	1.7	1.4	3.9	6.7	1.6	1.1	1.8	2.1	0.8
Or	12.8	12.3	10.9	12.2	10.3	10.6	8.5	10.8	11.6	8.8	7.5	6.3	7.6
Ab	25.3	29.3	25.6	31.7	25.5	32.4	25.6	22.3	29.2	28.3	28.0	24.9	28.4
An	10.1	10.9	12.1	9.8	12.5	12.4	10.4	6.6	11.3	19.9	15.1	18.9	22.1
En	1.4	0.8	1.0	0.7	1.2	1.5	0.4	1.1	2.1	3.6	1.8	2.7	3.2
Fs	2.8	0.4	1.7	0.9	1.5	1.8	0.5	0.0	0.0	1.1	4.6	2.5	6.3
Mt	0.7	1.2	1.1	1.1	2.2	1.5	1.8	1.6	3.7	3.8	1.0	3.1	1.1
Hm	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.5	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0
Il	0.4	0.7	0.5	0.5	0.4	1.5	0.5	1.2	1.3	1.1	1.1	1.3	1.3
Ap	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.3	0.3	0.3	0.4	0.4
Cc	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

- 角閃石含有流紋岩質溶結凝灰岩。 玉川上流鳩ノ湯北方国道沿
- 角閃石普通輝石含有紫蘇輝石サイト質溶結凝灰岩。 田沢湖町先達
- 角閃石含有紫蘇輝石普通輝石流紋岩質溶結凝灰岩 (河野・青木, 1959)・普通輝石含有角閃石紫蘇輝石流紋岩質溶結凝灰岩 (Tanida, 1961)。
玉川上流赤沢と五十曲沢の中間の林用軌道切割
- 角閃石含有普通輝石紫蘇輝石流紋岩質溶結凝灰岩 (河野・青木, 1959)。 田沢湖町先達, 角閃石普通輝石含有紫蘇輝石サイト質溶結凝灰岩 (Tanida, 1961)。 田沢湖町ドウヤ
- 輝石角閃石含有大滝溶結凝灰岩。 岩手県岩手郡西根町大滝
- 黒雲母含有紫蘇輝石流紋岩溶結凝灰岩。 小又川上流小又川化の沢合流点
- 角閃石含有流紋岩質溶結凝灰岩。 玉川上流鳩ノ湯西方榭森林道郡界
- 普通輝石紫蘇輝石サイト質溶結凝灰岩。 小又川上流太平湖林道レストハウス東方
- 普通輝石紫蘇輝石サイト質溶結凝灰岩。 花輪南方郷内
- 普通輝石紫蘇輝石サイト質溶結凝灰岩。 玉川上流鳩ノ湯西方榭森林道入口より3km
- 普通輝石紫蘇輝石サイト質玉山 (洩民) 溶結凝灰岩。 岩手県岩手郡玉山村桑畑
- 普通輝石紫蘇輝石サイト質玉山 (洩民) 溶結凝灰岩。 岩手県岩手郡岩手町沼宮内町営運動場
- 複輝石石英安山岩質西根溶結凝灰岩中の黒色ガラス質部。 岩手県岩手郡大更西方ボーリング2号孔の深度120m付近
分析者 1, 5-13: 東京石炭鉱物研究所 2, 4: 谷田勝俊 3: 青木謙一郎



- (1) 八幡平地域の新期火山岩類のうち原著者がソレイアイト岩系またはビジョン輝石質岩系に属すると記載した岩石 (43個) の分布範囲 (ただし(6)に属する岩石を除く)。
- (2) 八幡平地域の新期火山岩類のうち原著者がカルクアルカリ岩系または紫蘇輝石質岩系に属すると記載した岩石 (17個) の分布範囲 (ただし(7)に属する岩石を除く)。
- (3) 流紋岩質玉川溶結凝灰岩。 (4) デイサイト質玉川溶結凝灰岩および周辺の類似岩。
- (5) 東北日本脊梁山脈付近に分布する他の溶結凝灰岩類 (八甲田, 北川, 兜山および白河)。
- (6) 八幡平地域の新期火山岩類のうち SiO₂ が66%以上で原著者がソレイアイト岩系に属すると記載した岩石。
- (7) 同じくカルクアルカリ岩系に属すると記載した岩石。
- (8) 伊豆, 箱根地方ビジョン輝石質岩系無斑晶火山岩のうち安山岩-デイサイトの平均化学組成。
- (9) 同じくハイパーシン質岩系無斑晶火山岩のうち安山岩-デイサイトの平均化学組成。
- (10) 同じくデイサイト-流紋岩の平均化学組成。 FeO*: Fe₂O₈ × 0.9 + FeO

引用文献 (1), (2), (6)および(7): 河野・青木(1959), 小針(1974)および ONUMA(1962)。 (3)および(4): 第3表参照。 (5): TANIDA(1961)および渡辺(1966), (8), (9)および(10): 久野(1954)。

第3図 玉川溶結凝灰岩類およびそれと関連する岩石の化学組成

それぞれ72-75%および66-70%であり, MIDDLEMOST (1972) の分類によれば前者は流紋岩, 後者はデイサイトとなる。

第3表に示したように本地域の岩石の分析値から算出したノルム Or と An と比較すると, 今回流紋岩とした7個の岩石のうち3個は Or > An であるが4個は Or < An である。また同様に6個のデイサイトのうち4個は Or < An であるが2個は Or > An である。このことは久野(1954)が示した分類法と一部矛盾する。しかしながら野外および鏡検結果より2つのグループに分けられた岩石が化学組成上でも明瞭に区分できたために上記の今回の命名を行った。

流紋岩質岩とデイサイト質岩の総鉄酸化物量および TiO₂ 量の差は大きく, 第3図-(a)に明らかなように互いのグループは完全に離れてプロットされる。これは両者の鉄・チタン酸化鉱物の量比の差と調和的である。また P₂O₅ 量もデイサイト質岩の方が圧倒的に多い。この関係は各々の岩石から分離して求めたリンカイ石量の差と調和的である。それに対してアルカリの量比の差は必ずしも明瞭ではない。Na₂O + K₂O および K₂O/Na₂O は SiO₂ が増加するに従って増える傾向は認められる。K₂O/Na₂O - SiO₂ の変化は両者を通じて連続的である。分析値を示した岩石の Na₂O 量と H₂O (+) 量との相関をみると H₂O が多くなるに従い Na₂O は減少する傾向がみられる。減少の程度は流紋岩質溶結凝灰岩の方が大きい。分析値の数は少ないがそれぞれの岩質ごとに最小二乗法により一次関数を求めた結果 H₂O (+) 量が0の時は流紋岩質溶結凝灰岩の Na₂O 量は3.83%, デイサイト質溶結凝灰岩のそれは3.55%であり, H₂O (+) 0.9%のとき両者の Na₂O 量は同じで3.33%程度となる。今回分析した試料中には CO₂ が検出され鏡下でも炭酸塩鉱物がみられることや, H₂O (+) が3%以上も含まれる岩石があることおよび試料が凝灰岩であることなどから, 真のマグマの組成からはいくらかのへだたりがあるかも知れない。

第3図には玉川溶結凝灰岩の上位の新期火山群の岩石および鮮新世末一更新世に東北日本の脊梁山脈上に噴出した他の溶結凝灰岩類の分析値も併せ示した。

他地域の溶結凝灰岩類は図に明らかなように化学組成上は本地域の玉川溶結凝灰岩中のデイサイト質溶結凝灰岩とほぼ対応すると判断される岩石のみ報告されている。玉川溶結凝灰岩の組成は, それらの値に比べて同じ SiO₂ 量の岩石では TiO₂ および K₂O/Na₂O の値が大きく, Na₂O 量が少ない。ほかの成分についてはきわ立った特徴はない。また他地域の分析例が少ないので相互の

比較は困難であるが, 特に本地域では大量を占める流紋岩質岩石に相当する岩石の分析例がまだ報告されていないことは注目される。

新期火山岩類のうち SiO₂ が66%以下で原著論文の中で岩系が明らかにされている岩石のみについてその値を A-F-M 図上にプロットすると2つのグループにきれいに分かれる。それぞれの分布範囲を第3図-(b)に示す。SiO₂ が66%以上の岩石4個はそれぞれ独立に同図にプロットした。KAWANO and AOKI (1960) は分析した2個の流紋岩質溶結凝灰岩をカルクアルカリ岩系に属するとした。第3図の(c)および(d)に MIYASHIRO (1971) が示したソレイアイト岩系とカルクアルカリ岩系の境界線を入れたが上述の2個の分析値はソレイアイト岩系の領域内にプロットされている。他の玉川溶結凝灰岩類の分析値は同図では2つの岩系の領域にまたがってプロットされる。久野(1954)が示した伊豆箱根地域の無斑晶火山岩の平均化学組成の中から比較のためにピジョン輝石質岩系の安山岩—デイサイト, ハイパーシン質岩系の安山岩—デイサイトおよびデイサイト—流紋岩の値を第3図の(b), (c)および(d)にプロットした。なお FeO*/MgO については分数計算上の誤差の範囲を(d)に示した。同様に岩石記載から岩系が明らかにされた八幡平地域の新期火山岩のデイサイト—流紋岩の分析値も同図に示したがそれらの値から判断しても化学組成のみから玉川溶結凝灰岩の岩系を決定するのは困難と思われる。なお東北日本脊梁山脈上に分布する他の溶結凝灰岩類の分析値も同図に示したがそれらの値に比べて玉川溶結凝灰岩類のうちデイサイト質岩石の値はよりソレイアイト質岩系の領域側に位置する傾向がある。

5. ま と め

玉川溶結凝灰岩類は約80万年間以上(玉生・須藤, 1978)におよぶ噴出活動によって地表にもたらされ, その総体積は500 km³ (佐藤ほか, 1976)と推定されている。その噴出口についてはいくつかの提案(折本・安田, 1969など)はあるがまだ明らかにされていない。

本報告では玉川溶結凝灰岩類の岩石記載および化学組成について述べた。その結果次のことが確認された。

1. 調査地域の玉川溶結凝灰岩類は大きくデイサイト質と流紋岩質の2つの岩石に分けられる。
2. 2つの岩質は野外においても, 鏡下においてもまた化学組成上もその差が明瞭である。
3. 他地域の類似岩と比較すると他地域の溶結凝灰岩はデイサイト質のもので本地域にある流紋岩質溶結凝灰岩の報告例はまだない。

文 献

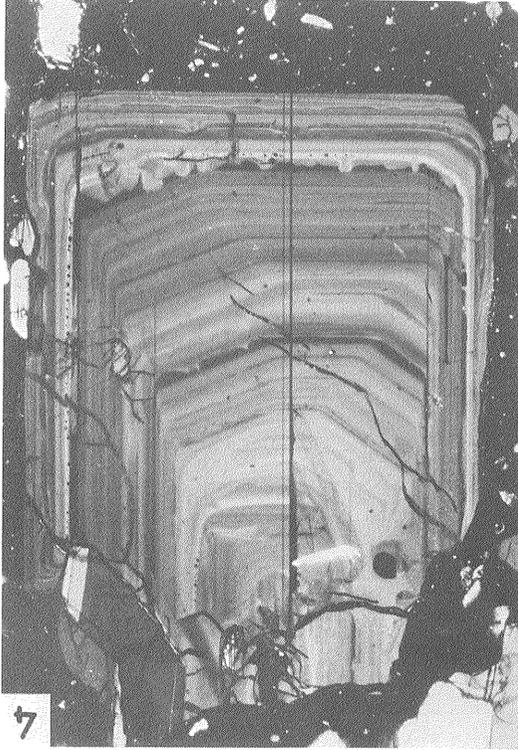
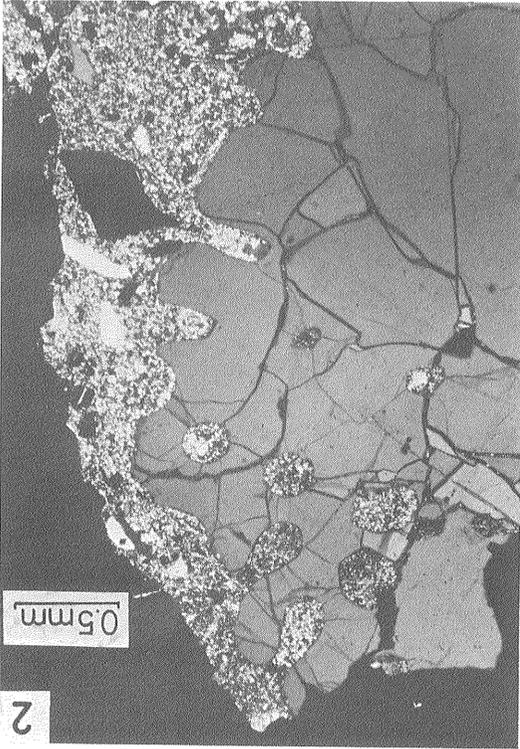
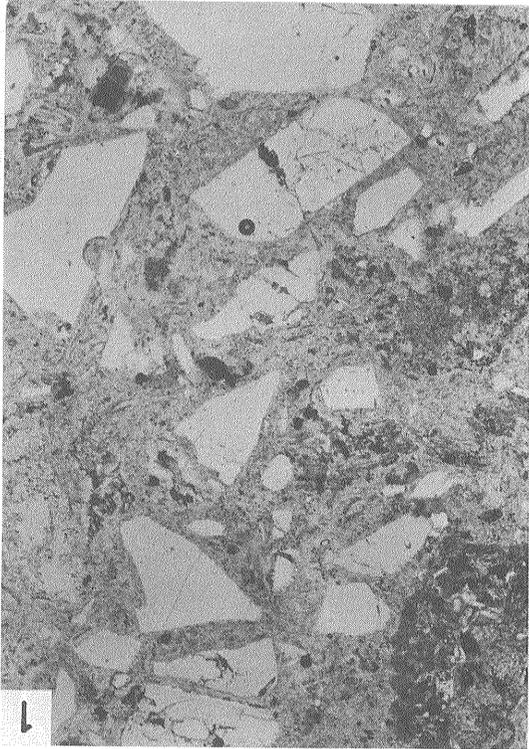
- 長谷紘和(1976) Landsat 衛星映像から識別された八幡平地域の環状地形形態の評価. 昭和50年度サンシャイン研究成果報告 広域深部地熱資源賦存に関する研究, p. 61-77.
- 早川典久(1951) 岩手県葛根田川上流地方における火成活動について. 岩鉱, vol. 35, p. 80-86.
- (1952) 岩手県西山御明神地区硫黄および硫化鉄鉱床地質地帯調査報告. 地調月報, vol. 3, p. 71-77.
- ・北村 信(1953) 雫石盆地西縁部の地質. 岩鉱, vol. 37, p. 29-40.
- 河野義礼・青木謙一郎(1959) 八幡平およびその周縁火山群の岩石. 火山, 2集, vol. 4, p. 61-76.
- KAWANO, Y. and AOKI, K. (1960) Petrology of Hachimantai and surrounding volcanoes, Northeastern Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, Ser. 3, vol. 6, p. 409-429.
- 河野義礼・上村不二雄(1964) 5万分の1地質図幅「八幡平」および同説明書. 地質調査所, 36p.
- 北村 信・尾西明生(1972) 岩手山東麓部の地下地質構造について. 岩井淳一記念論集, p. 67-74.
- 小針博通(1974) 秋田県荷葉岳火山の岩石. 岩鉱, vol. 69, p. 1-8.
- 久野 久(1954) 火山および火山岩. 255p., 岩波書店, 東京.
- 増田絃一・大貫 仁・千葉とき子(1965) 北上山地, 姫神花崗岩質岩体について. 岩鉱, vol. 54, p. 63-75.
- MIDDLEMOST, E. A. K. (1972) A simple classification of volcanic rocks. *Bull. Volc.*, vol. 36, p. 382-397.
- MIYASHIRO, A. (1971) Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Amer. Jour. Sci.*, vol. 274, p. 321-355.
- MURAI, S. (1962) Geology and palaeobotany of the Shizukuishi Basin, Iwate Prefecture, Japan. (Part 1). *Rept. on Techn. Iwate Univ.*, vol. 15, separate issue of no. 1, p. 131-193.
- 中村久由(1976) 岩手県雫石町滝ノ上地域の地熱開発. 地熱エネルギー, vol. 1, no. 1, p. 44-56.
- ・安藤 武・角 清愛・鈴木 孝(1960) 岩手県滝の上地熱地帯の温泉地質学的研究. 地調月報, vol. 11, p. 79-84.
- ・角 清愛(1961) 岩手県松川地熱地帯の温泉地質学的研究. 地調月報, vol. 12, p. 73-84.
- NAKAMURA, H. and SUMI, K. (1967) Geological study of Matsukawa Geothermal Area, Northeast Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 18, p. 132-146.
- 大口健志・伊里道彦(1977) 秋田県田沢湖町生保内一岩手県雫石町橋場間の地質. 秋田大地質研報, vol. 44, p. 67-81.
- ONUMA, K. (1962) Petrography and petrochemistry of the rocks from IWATE volcano, Northeastern Japan. *Jour. Jap. Assoc. Min. Pet. Econ. Geol. Mag.*, vol. 47, p. 192-204.
- 折本佐千夫・安田 正(1969) 秋田県玉川上流のいわゆる玉川石英安山岩類について. 岩鉱, vol. 61, p. 194-202.
- 大沢 穠・角 清愛(1957) 5万分の1地質図幅「森吉山」および同説明書. 地質調査所, 42p.
- (1958) 5万分の1地質図幅「田沢湖」および同説明書. 地質調査所, 23p.
- 坂本 亨・黒田和男・小野晃司(1955) 秋田県阿仁地方北部の第三系の層序. 地調月報, vol. 6, p. 707-712.
- 佐藤博之・小野晃司・曾屋龍典・奥村公男(1976) 玉川溶結凝灰岩の研究. 昭和50年度サンシャイン研究成果報告 広域深部地熱資源賦存に関する研究, p. 79-90.
- 佐藤 浩(1972) 岩手県松川および滝の上地熱地帯の地質構造. 岩井淳一教授記念論集, p. 345-351.
- 椎川 誠(1955) 秋田県玉川温泉周辺の地質. 秋田大学芸紀要, no. 5, p. 92-114.
- ・丹内信夫・小野敏二(1964) 荷葉岳地区. 国内鉄鋼原料調査第3報, p. 17-19.
- 角 清愛・高島 勲(1972) 秋田県玉川温泉地域の第四系とその¹⁴C年代. 地調月報, vol. 23, p. 157-168.

秋田県小又川・玉川上流域の玉川溶結凝灰岩の岩石学的研究（予報）（須藤 茂・玉生志郎）

- 橋 行一(1969) 岩手県玉山村の第四紀溶結凝灰岩層（その1）. 岩手大教育研報, vol. 29, p. 45-52.
- (1970) 岩手県玉山村の第四紀溶結凝灰岩層（その2）—特に噴出時期に関して—. 岩手大教育研報, vol. 30, p. 101-109.
- (1971) 岩手火山東方地域の試錐孔の溶結凝灰岩とその噴出起源. 岩手大教育研報, vol. 31, p. 37-48.
- 玉生志郎・須藤 茂(1978) 八幡平西部の玉川溶結凝灰岩の層序と年代. 地調月報, vol. 29, p. 159-173.
- TANIDA, K. (1961) A study on salic effusive rocks. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, Ser. 3, vol. 7, p. 47-100.
- 上田良一(1963) 田沢湖周辺山地（桧木内川・玉川流域）の地質層序. 秋田大資研報, vol. 28, p. 1-27.
- ・川尻茂三・井上 武(1961) 秋田県における鉱床母岩の層位に関する考察—その1 北秋田・鹿角地域—. 秋田大資研報, vol. 24, p. 22-39.
- 渡辺専一(1966) 猪苗代湖成因に関する地質学的考察（第二報）. 地学研究, vol. 17, p. 106-110.
- （受付：1977年12月19日；受理：1978年1月18日）

Plate 23 玉川溶結凝灰岩の顕微鏡写真

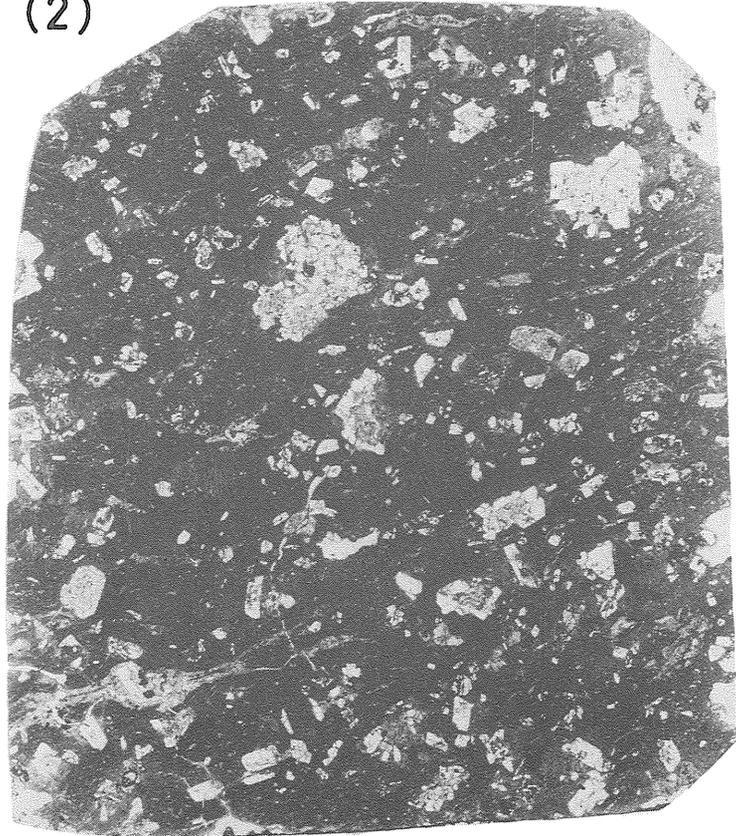
1. 下部流紋岩質溶結凝灰岩. (下方ニ科尔だけ)
2. 中部流紋岩質溶結凝灰岩中の融食された石英. (直交ニ科尔)
3. 下部デイサイト質溶結凝灰岩中の扁平化したビトロクラスチック構造. (下方ニ科尔だけ)
4. 上部流紋岩質溶結凝灰岩中の反復累帯構造を示す斜長石. (直交ニ科尔)



(1)



(2)



5mm

1. 中流部紋岩質溶結凝灰岩 秋田県森吉町小又川上流産

2. 上部デイサイト質溶結凝灰岩 秋田県森吉町太平湖北東砂子沢峠産

流紋岩質溶結凝灰岩 (1) とデイサイト質溶結凝灰岩 (2) との同倍率での比較