

南部北上帯世田米地域の前期石炭紀島弧型火山岩類の産状と化学組成*

川村 信人**

Occurrence and chemical composition of the Early Carboniferous island arc-type volcanic rocks of the Setamai District, South Kitakami Terrane, N.E. Japan*

Makoto Kawamura**

Abstract Early Carboniferous formations of the South Kitakami Terrane are characterized by various type of volcanic rocks, such as basaltic coarse volcanoclastics, lava and acidic tuffs.

Sedimentary occurrence of basaltic coarse volcanoclastics (lapillistone) of the Arisu and Odaira formations of the Setamai Subbelt suggests that they formed as sediment-gravity flow, such as volcanic debris flow, subaqueous pyroclastic flow, and turbidity flow.

A graded acidic tuff unit in the Shittakazawa Formation of the Setamai Subbelt is observed as a subaqueous pyroclastic flow deposits. Acidic tuff of the Karosawa Formation of Omata Subbelt sometimes contains numerous accretionary lapilli, so interpreted as derived from terrestrial (or shallow marine) pyroclastic volcanism.

Chemical compositions of the volcanics were also examined. Basaltic rocks belong to island-arc tholeiite and calc-alkaline rock series. Remarkable bimodality and the lack of andesitic components on the volcanism suggest that the terrane was situated in the intra-arc extensional region within a matured island-arc in Early Carboniferous time.

Keywords: South Kitakami Terrane, volcanic arc, Lower Carboniferous volcanics, basalt petrochemistry, Ti-rich tholeiites, acidic tuff, subaqueous pyroclastic flow deposits.

はじめに

南部北上帯 (South Kitakami Terrane) には、浅海相を主体とするシルルーペルム系が広く発達しており、これらの地層の岩相層序・化石層序に関する記載的な研究が数多く行われてきた。南部北上帯古生層の中でも、下部石炭系は同時代の地層が日本列島の他の地域には分布がほとんど見られない事情もあり、多くの研究が行われてきた。しかしながら、分布地域がいくつかに分散していることや、岩相の多様性が大きいことから、その層序や対比関係についてはさまざまな見解があった。この層位学的混乱はしだいに收拾されつつあり (川村, 1985a,b,c; 川村・川村, 1989a など)、次の検討課題として、堆積学的あるいは岩石学的なアプローチによる前期石炭紀の南部北上帯の堆積環境や造構場の復元をすすめて行くことが必要である。

南部北上山地のほぼ中央部に位置する世田米地域には、種々の火山岩類を挟在する下部石炭系が

分布している。これらの前期石炭紀火山岩類の意義は、第一に層序対比の際の鍵層としてのものであり (湊ほか, 1953, 1959など)、それを用いていくつかの地層が区分された。しかし、そのテクトニックな性格づけに関しては“地向斜性”といったような漠然とした表現がみられる程度であった (例えば; 湊, 1966)。その後、蟹沢 (1974)、杉崎 (1974)、Kawabe et al. (1979) などによってこれらの火山岩の岩石学的性格と形成場との関連が議論されたが、記載的な研究はまだ不十分である。

南部北上帯下部石炭系層序概説

南部北上帯は、川村・川村 (1981) によっていくつかの亜帯に細分されている。この“帯区分”の境界は、前期白亜紀に形成された何本かの断層であり、必ずしも古生層の構造区分や堆積盆の配列関係を示すものではない。ここでは、下部石炭系の層序区分に即して記述を行なうために、この帯区分を便宜的に用いる。

世田米地域は南部北上帯の西半部に位置し、世田米・大股両亜帯に属している (Fig. 1)。大股亜帯は、南部北上帯の西縁部を構成し、日詰-気仙沼断層をはさんで、松ヶ平-母体帯姥石亜帯と接している。世田米・大股両亜帯の下部石炭系岩相

*日本地質学会第86年 (秋田)、第93年 (山口) 学術大会で一部講演。

**北海道大学理学部地球惑星物質科学教室。

Department of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Science, Hokkaido University, N10W8, Kita-ku, Sapporo, 060 Japan.

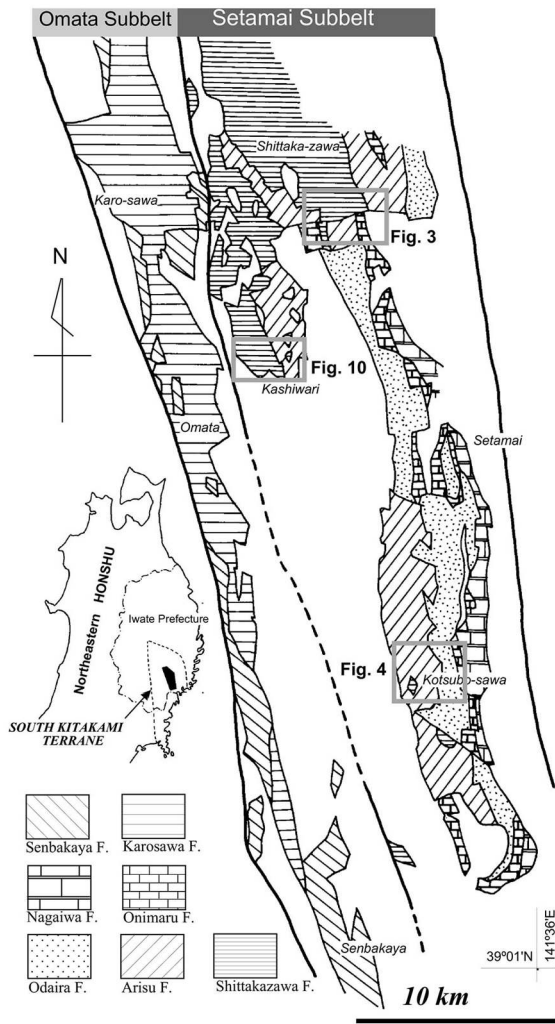


Fig. 1 Index map of the Setmai and Omata Subbelts of the South Kitakami Terrane.

層序の詳細は川村（1985a,b,c）に述べたので、以下にはその概略を示す。

世田米垂帯： 下部石炭系は、NNW-SSE 方向の複背斜構造（“大平背斜”）の軸部をなして分布する。この背斜構造は、全体として南に緩くプランジしているので、下部石炭系の分布は、北部ほど幅広くなっている。下部石炭系は、下位から、尻高沢・有住・大平・鬼丸の各層に区分される (Figs. 1,2)。全層厚は、2300 m 以上。尻高沢層は未区分デボン系を不整合に覆い、泥岩・砂岩・酸性凝灰岩・砂質石灰岩を主体とする。有住層は玄武岩質火山岩類・泥岩・砂岩・砂質石灰岩などから構成される。大平層は、下部は玄武岩質火山岩類、上部は泥岩・砂岩・石灰岩の互層で、黒色成層石灰岩からなる鬼丸層に整合漸移する。鬼丸層は、やはり石灰岩を主体とする上部石炭系長岩層と整合関係にある。

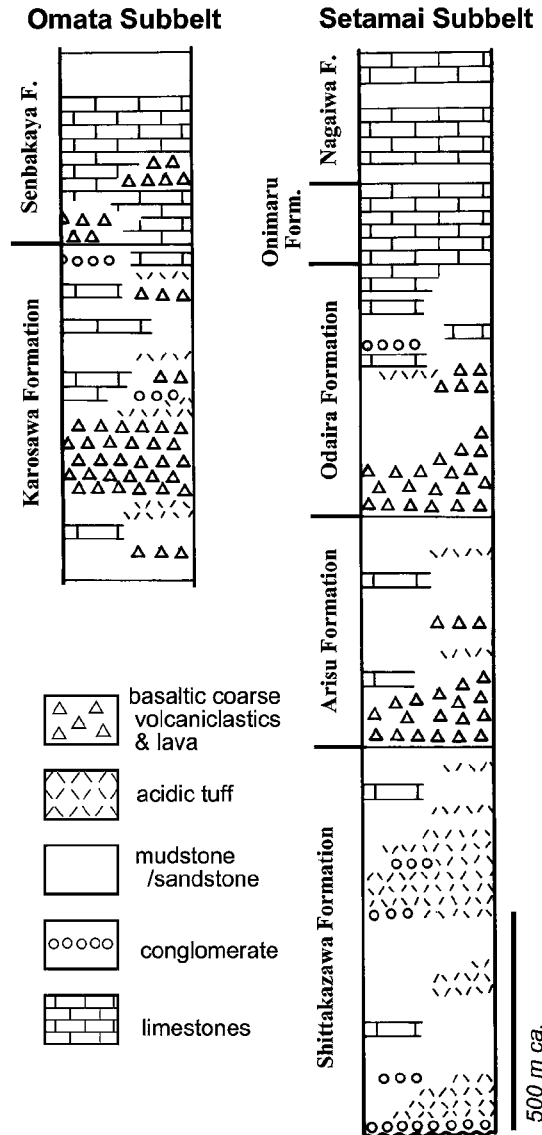


Fig. 2 Generalized column of the Lower Carboniferous formations of the Setmai and Omata Subbelts.

大股垂帯： 本垂帯には、ペルム系と日詰-気仙沼断層にはさまれた幅狭い地域に石炭系が分布する。石炭系は、加勞沢層とその上位の仙婆巖層に区分される (Figs. 1,2)。仙婆巖層の上部は、上部石炭系に属する (永広, 1977; 川村, 1985c) が、下部-上部石炭系の境界は化石産出が少ないため明らかではない。加勞沢層は層厚800 m以上、三部層に区分される。下限は露出しない。下部層は、泥岩・砂岩・酸性凝灰岩・砂質石灰岩などから、また中部層は玄武岩質火山岩類からなる。上部層は、泥岩・石灰岩・砂岩・礫岩・酸性凝灰岩から構成され、仙婆巖層と整合関係にある。仙婆巖層は層厚 450 m 以上で、石灰岩・玄武岩質火山岩類・泥岩を主体とする。

対比関係： 両亜帯の下部石炭系には、岩相層序における直接の対比関係はない（川村，1985c；川村・川村，1989a）。サンゴや腕足類化石による時代論（川村，1985a,b,c参照）からは、加芳沢層は大平-鬼丸層と、また仙婆巖層は鬼丸-長岩層とそれぞれ同時代の地層と考えられる。世田米・大股両亜帯の下部石炭系の岩相層序には、火山岩類を主体とする（あるいはそれを挟在する）下部から、石灰岩相を主体とする上部へ移行する、という一般的な特徴が認められる（Fig. 2）。この岩相移行現象は、必ずしも同時的な（synchronous）ものとは言えないが、両亜帯だけではなく南部北上帯の他の亜帯や松ヶ平-母体帯の下部石炭系にも共通している。

玄武岩質火山岩類の産状と岩相

1. 野外産状

火山性碎屑岩類についての分類および用語法にはさまざまなものがあるが、ここでは基本的にはFisher (1961, 1969) に、またその用語和訳については荒牧 (1979) に従う。“火砕岩”は“火山性碎屑岩 (volcaniclastic rock)”の略語として用いる。“ラピリ”は本来、粒径 2 - 64 mm のpyroclasticな碎屑粒子を意味するもの (Fisher, 1961) であるが、本論文では便宜上、その粒径の火山性碎屑粒子を、成因を考慮せずに“ラピリ”と呼ぶことにする。また、“塊状”という語は“blocky”ではなく、“massive”の訳語として用いる。

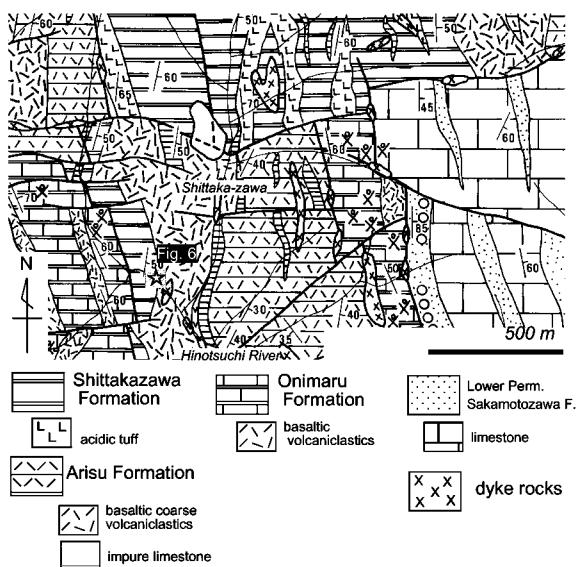


Fig. 3 Geologic map of the Shittakazawa area. Modified from Kawamura (1985a).

a. 世田米亜帯

1) 尻高沢層

本層の火山岩類は酸性凝灰岩を主体とするが、住田町奥火の土南方から小股沢にかけての地域では、最下部層準の酸性凝灰岩・礫岩・赤色凝灰質岩互層中に薄い玄武岩溶岩が挟在している。溶岩は塊状で一般に発泡組織が顕著である。しかし、周囲の地層との関係が観察される所はなく、産状は不明である。

2) 有住層

下有住地域で 700 m、横田地域で 360 m の全層厚を有するが、その下半部の 50 - 200 m が、玄武岩質粗粒火砕岩ユニットからなる（川村，1985a, b）。このユニットはその大部分が、やや淘汰を受けた塊状のラピリ火砕岩（volcaniclastic lapillistone）であるが、所により比較的細粒となり成層構造を示す。堆積ファブリックは構造変形のため不明瞭であるが、“clast-support”状に見える部分が多い。玄武岩ラピリは一般に灰緑色を呈し、やや円磨している。住田町下柏里およびその北方では、この火砕岩ユニット中に塊状~ブロック状の玄武岩溶岩を挟在する。

ラピリ火砕岩が下位の尻高沢層の泥岩/砂岩互層と接する部分は、住田町下有住尻高沢入口付近の火の土川沿い（Fig. 3）、および陸前高田市小坪沢中流部（Fig. 4）の二ヶ所で観察される。

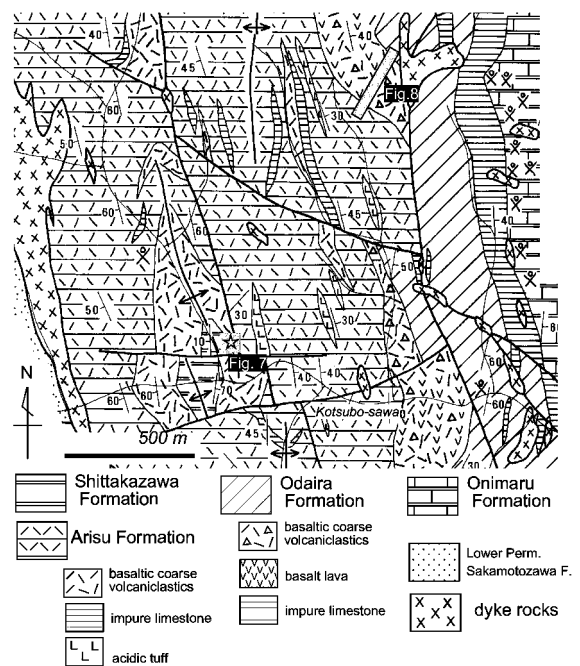


Fig. 4 Geologic map of the Kotsubo-sawa area. Modified from Kawamura (1985b).

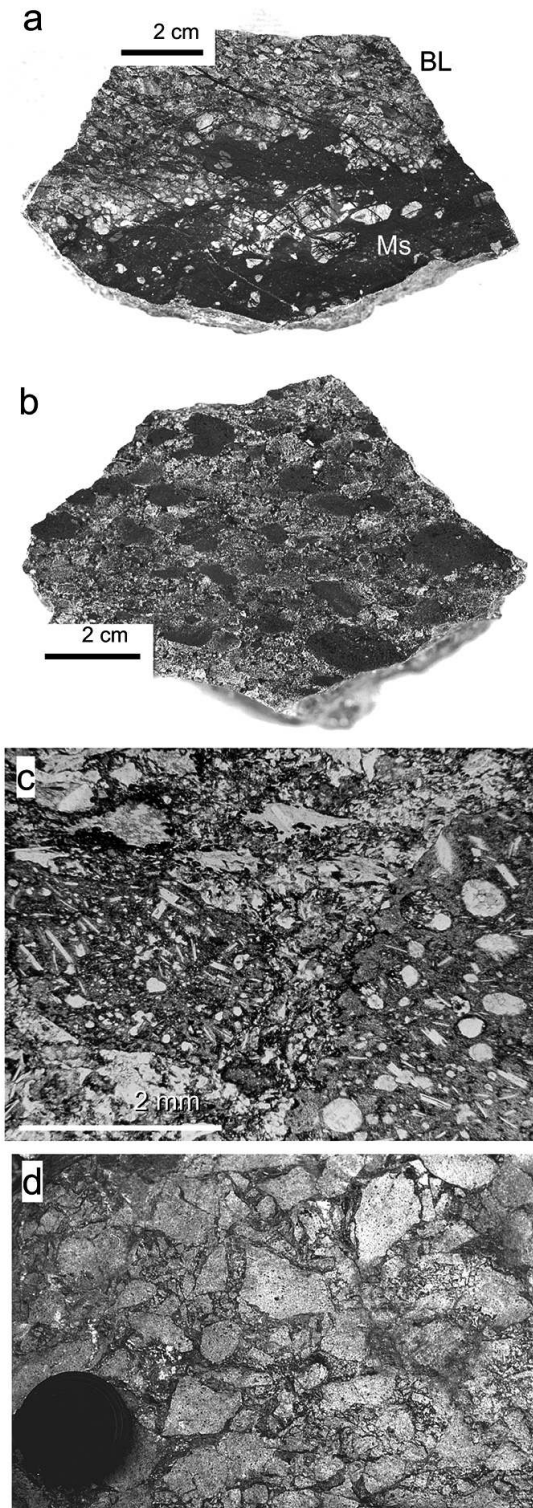


Fig. 5 Lithology of the basaltic volcanic rocks. a: Basal boundary between the basaltic lapillistone (BL) of the Arisu Formation and mudstone (Ms) of the Shittakazawa Formation. For locality, see Fig.7. b: Basaltic lapillistone of the Odaira Formation. c: Microphotograph of the basaltic lapillistone of the Odaira Formation. Note porous, amygdaloidal texture of basalt lapilli. Open polars. d: Brecciated basalt lava of the Karosawa Formation. Scale is lens cap (5 cm in diameter).

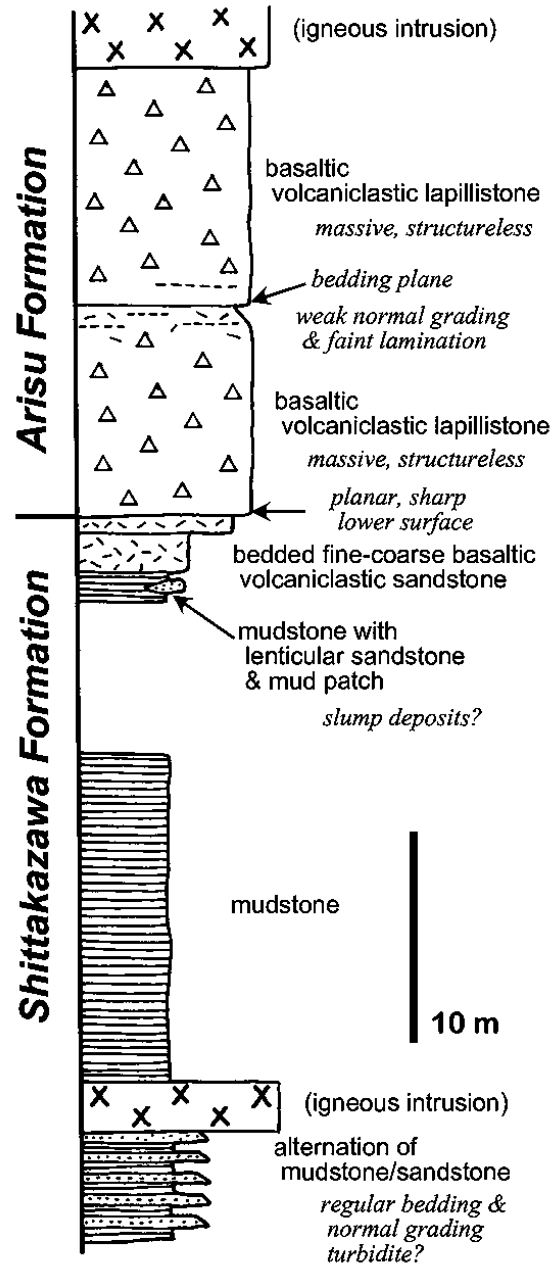


Fig. 6 Column of the basal part of the basaltic lapillistone of the Arisu Formation. Loc.: mouse of the Shittaka-zawa, see Fig.3.

尻高沢入口付近では、尻高沢層の最上部に薄い火山性砂岩があり、その上に平らでシャープな面をもってラピリ火砕岩がのる。両者の間には侵食関係は認められない(Fig. 6)。このラピリ火砕岩ユニットの上部は、尻高沢林道入口で観察されるが、成層火山碎屑性砂岩層をはさみ、コンボリュート葉理や ball-and-pillow 構造が観察された。

小坪沢中流部では尻高沢層最上部の泥岩/砂岩互層の上に顕著な侵食面をもってラピリ火砕岩がのっている。露頭における侵食面の凹凸面は見か

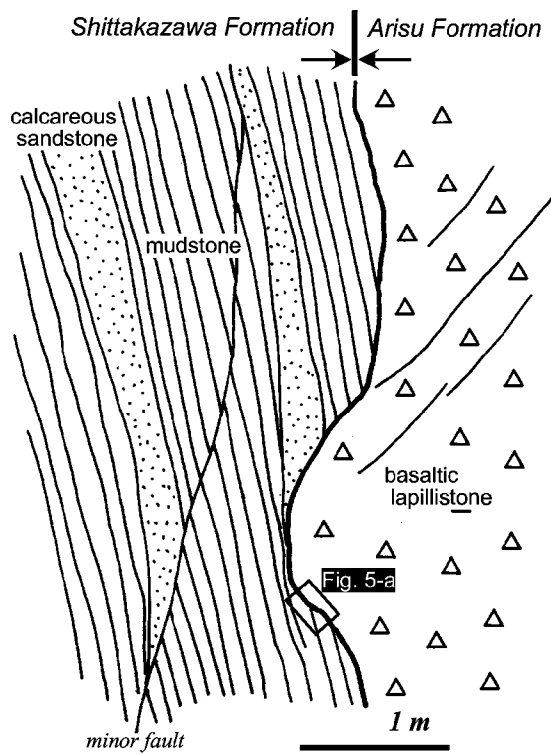


Fig. 7 Erosional surface of the basal part of the basaltic lapillistone of the Arisu Formation. Loc.: middle course of the Kotsubo-sawa, see Fig. 4.

け上1 m程度である (Fig. 7)。両者の接触部ではラピリ火砕岩の中に泥岩がフレーム状に巻き込まれたり、また逆にラピリが泥岩の中に散在する乱雑な構造が観察される (Fig. 5-a)。

これらの粗粒火砕岩ユニットの上位は成層した火山性砂岩／泥岩に移化する場合が多いが、その部分の堆積状況は露出不良のため確認されていない。なお、尻高沢入口では、淘汰の悪い粗粒碎屑性石灰岩（主にウミユリなどの石灰質生物遺骸片と玄武岩片からなる）が侵食関係で火砕岩ユニットの上位にのっているのが観察される。

3) 大平層

全層厚580 mで、その下半部の 50 - 300 m が玄武岩質ラピリ火砕岩を主体とした粗粒火砕岩ユニットからなる。ラピリ火砕岩は有住層のものに比べて淘汰・円磨度がやや低く、ラピリが一般に暗緑色を呈するという特徴がある (Fig. 5-b)。この色調差はおそらく、全岩化学組成における Fe/Mg 比の差異（後述）と対応している。また、堆積ファブリックは“matrix-support”と判断される場合が多い。小坪沢、舞出～橋の上西方にかけては、塊状～やや角礫化した玄武岩溶岩の岩体がいくつ

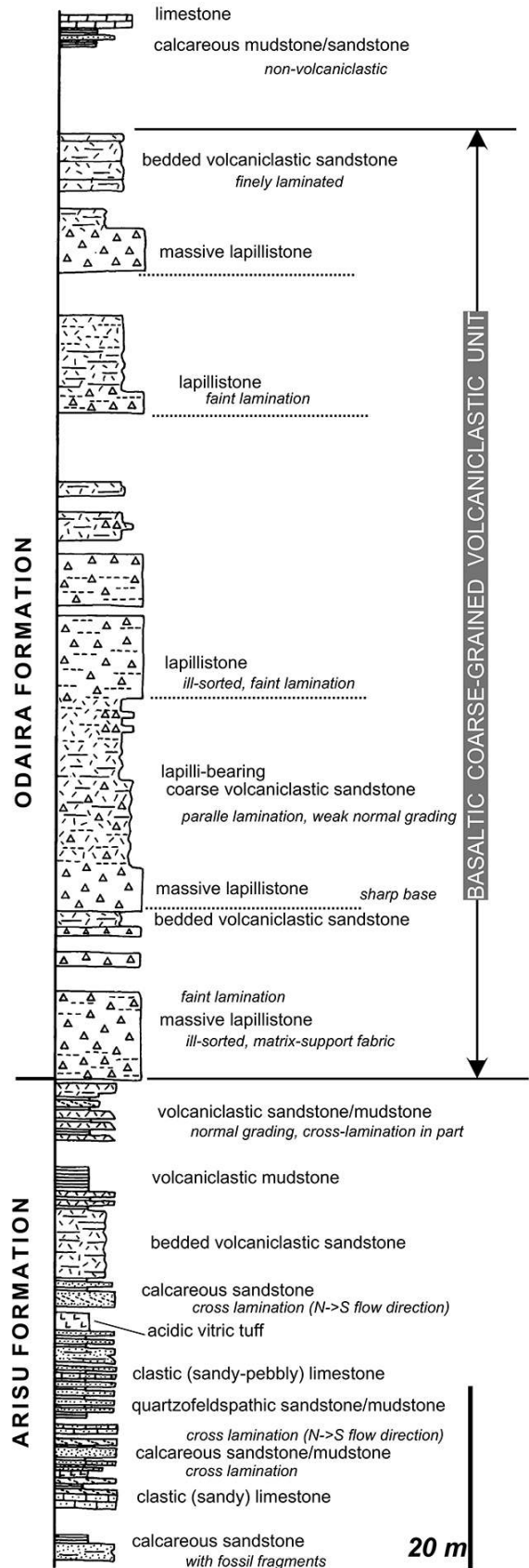


Fig. 8 Column of a basaltic volcanoclastic unit of the Odaira Formation. Loc.: north of Kotsubo-sawa, see Fig.4.

か認められる。溶岩は角礫化しながら火砕岩に漸移する。

小坪沢下流部の北支流から北方の尾根にかけての部分で、約 100 m の厚さをもつ火砕岩ユニットのほぼ全体が観察できた (Fig.8)。ユニットの下位にある有住層は石英長石質砂岩・泥岩・石灰質砂岩～砂質石灰岩から構成され、その最上部は玄武岩質火山性砂岩／泥岩互層となる。ユニット最下部のラピリ火砕岩と有住層の火山性砂岩との間には約 40 cm の露出欠除があり直接の接触状況は観察されなかったが、境界を横に追跡した限りでは大きな侵食関係は認められない。ユニットの主体を構成するラピリ火砕岩は一般に塊状であるが、ラピリの配列や粒度差による弱い成層構造をもつ場合がある。ユニット中には、含ラピリ粗粒火砕岩・火山性砂岩が挟在する。これらの挟在状況から、この火砕岩ユニットの中には上方細粒化シークエンスからなる 5 つの“サブユニット”を認識することができる (Fig. 8)。しかし露出の欠如もあり、各サブユニット内部の構造や相互関係は必ずしも明らかではない。

b. 大股亜帯

1) 加勞沢層

中部層が玄武岩質の溶岩－火砕岩ユニットからなる。その厚さは場所によりかなり変化し 70 - 300 m 以上であるが、一般には 100 - 200 m である。溶岩は塊状のものが多く、ブロック状～角礫状を呈する場合もある。住田町加勞沢周辺では、気泡の並びや割れ目系が枕状溶岩状の構造を示す部分がまれに認められる。粗粒火砕岩は塊状で一般に淘汰が悪く、単斜輝石の結晶粒を多量に含むのが特徴的である。所によっては単斜輝石斑状玄武岩溶岩と区別の困難な場合がある。住田町火の土川上流部では、径数 cm 程度の石灰岩角礫を多数含む部分がある。加勞沢から火の土川にかけては成層火砕岩～火山性砂岩が発達し、時に顕著なクロスラミナが認められる。しかし、これらの溶岩－火砕岩類の相互関係は露出不良のため確認されていない。

2) 仙婆巖層

何枚かの玄武岩質粗粒火砕岩の挟在が認められるが、層厚は薄く連続性も悪い。石灰岩中の挟在層で、石灰岩のレンズ状岩体を乱雑に含むものもある。しかし分布地域が日詰－気仙沼断層に近接しているため、構造的変形が一般に著しく、堆積状況は不明である。

2. 鏡下記載

玄武岩質火山岩類の中の主要なものについて、鏡下の特徴を簡単に述べる。なお、本地域の玄武岩質火山岩類はすべて変成作用を受けている。再結晶鉱物の一般的な組合せは緑レン石＋アクチノ閃石＋アルバイトで、緑色片岩相を示す。しかし、世田米亜帯東縁部（小坪沢下流部、住田町名城沢下流部など）では、緑レン石＋青緑色普通角閃石＋アルバイトという緑レン石角閃岩相の組合せが発達する。一方、大股亜帯西縁部にあたる陸前高田市の場付近では、プレーナイト＋緑泥石＋パンペリー石＋アルバイトの組合せが部分的にみられ、もっとも低変成度の部分を示している。つまり、世田米地域の東側に接する前期白亜紀気仙川花崗閃緑岩体に向かって変成度が上昇する傾向が認められる。しかし、苦鉄質岩の分布が散点的であるため、変成度の連続的な変化を把握することは困難である。

a. 世田米亜帯

1) 有住層

玄武岩溶岩： 径 0.3 - 1.0 mm の単斜輝石・斜長石の斑晶を含む。単斜輝石は周縁部や劈開に沿ってアクチノ閃石化しており、しばしばそれによって完全に置換されている。石基の組織は intergranular ～ intersertal で、ラス状斜長石とその間を充填するアクチノ閃石・緑泥石・緑レン石などの再結晶鉱物からなる。方解石・緑泥石などで充填された気泡（径 1 - 2 mm）を含む場合がある。

ラピリ火砕岩： 径 1 - 15 mm の玄武岩ラピリと火砕質基質からなる。基質は構造的変形を受けて片状化し、緑泥石・緑レン石・アルバイトなどの集合体に再結晶しているため本来の火砕組織は観察できない。玄武岩ラピリは intersertal なものからガラス質流状のものまでさまざまな組織を示す。火山ガラスはすべて緑泥石などの微細な集合体に再結晶している。一般に無斑晶であるが、角閃石化した単斜輝石？斑晶の仮像、および斜長石斑晶をわずかに含むものも認められる。まれにオフィティックな粗粒玄武岩～細粒斑レイ岩の岩片を含む。

なお、細粒火砕岩には、玄武岩質火砕物質の他に、異質物として少量の酸性火山岩片・石英結晶片・石灰質生物遺骸片が含まれる。

2) 大平層

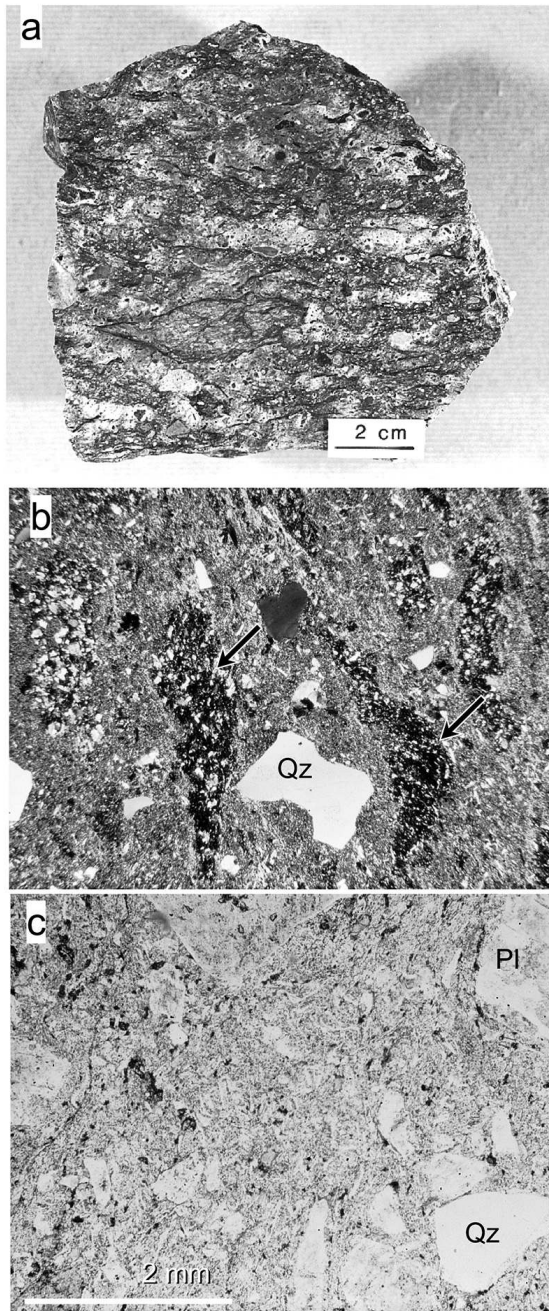


Fig. 9 Lithology of the acidic tuff of the Shittakazawa Formation. a: Coarse-grained, eutaxitic acidic tuff. b: Microphotograph showing essential lens (arrow) and a fragment of quartz (Qz) with corroded form. Crossed polars. c: Microphotograph showing vitroclastic texture and the crystal fragments of quartz (Qz) and plagioclase (Pl). Open polars.

玄武岩溶岩： 無斑晶で，intergranular ~ intersertal 組織を示し，ラス状斜長石の配列による流状組織が一般に著しい。苦鉄質鉱物は残存せず，ラス状斜長石の間は普通角閃石・黒雲母・緑レン石などの再結晶鉱物が充填している。発泡組織が普通に認められる。部分的に，角礫状構造と

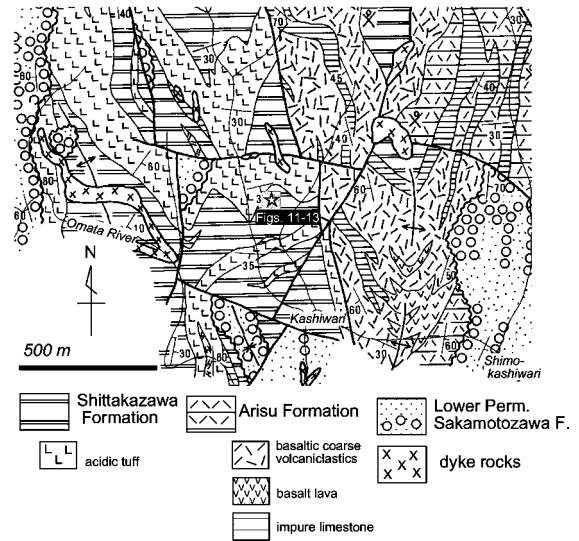


Fig. 10 Geologic map of the Kashiwari area. Modified from Kawamura (1985a).

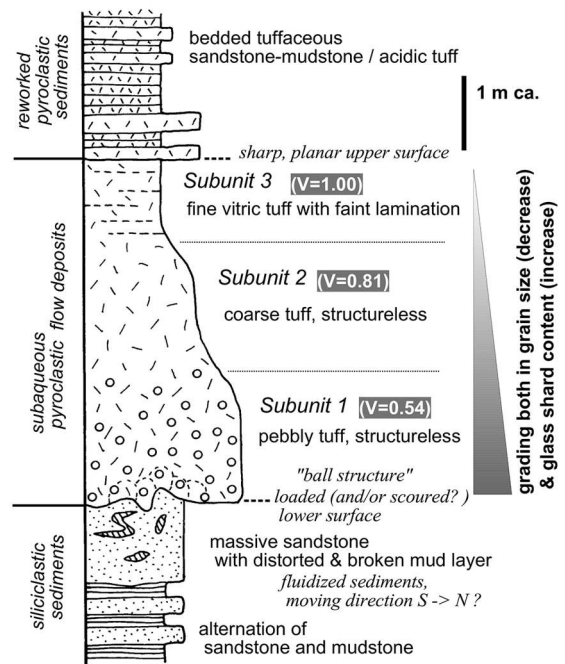


Fig. 11 Schematic column of a subaqueous pyroclastic flow deposits in the Shittakazawa Formation. For locality, see Fig. 10. V: modal contents of vitric component.

不明瞭な基質を持つ角礫火砕岩になっているものがある。

ラピリ火砕岩： 鏡下では有住層のものと同様な特徴を示し，両者は区別し難い。玄武岩ラピリは発泡組織を示すものが多い (Fig.5-c)。なお，本層のラピリ火砕岩に伴う細粒火砕岩は有住層のものとは異なり，酸性火山岩などの異質岩片をほとんど含まない。

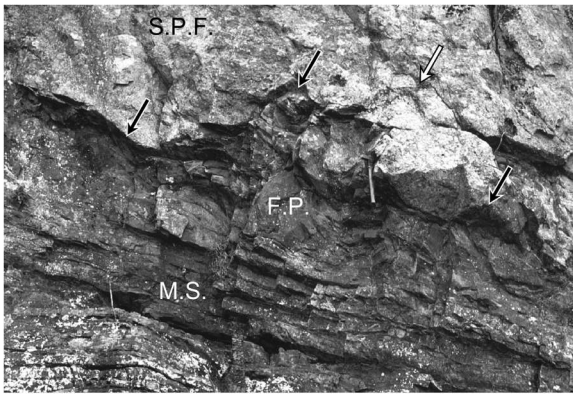


Fig.12 Outcrop view of the basal part of a subaqueous pyroclastic flow deposits (S.P.F.). F.P.: fluidized part of the alternation of sandstone and mudstone (M.S.). Black arrow: basal surface of S.P.F. White arrow: "ball structure" of in the basal part of S.P.F. For locality, see Fig. 10.

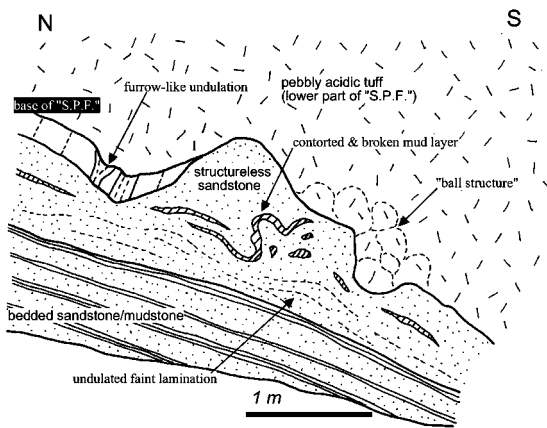


Fig. 13 Sketch of the basal part of S.P.F. shown in Fig. 12.

b. 大股亜帯加勞沢層

玄武岩溶岩： 斑状組織を示し，単斜輝石および斜長石の斑晶を持つ。単斜輝石は周縁部や劈開に沿ってアクチノ閃石または緑泥石で置換されている。しばしばそれらによって完全に置換された仮像を示す。石基はintersertal あるいは pilotaxitic で，斜長石は短柱状のものが多く，発泡はそれほど著しくないが，緑泥石などで充填された気泡が普通に認められる。部分的に，不規則な角礫構造を持つ自破碎溶岩～角礫火砕岩となるものがある (Fig.5-d)。

粗粒火砕岩： 斑状組織を示す玄武岩片，単斜輝石結晶片（アクチノ閃石化）および火砕質基質からなる。玄武岩片は上述の溶岩と同様の鏡下特徴を示すが，まれに褐色火山ガラス質石基と斜長石からなる hyalopilitic 組織を示すものがある。基質は再結晶や片状化が一般に著しい。また，極めてまれに，褐色～緑褐色の普通角閃石の結晶破片

が見いだされることがあるが，本質火砕物質であるかどうかは不明である。比較的細粒なものには，異質物として石灰質生物遺骸片および微量の酸性火山岩片が含まれる。

酸性凝灰岩類の産状と岩相

南部北上帯下部石炭系の下位層準には，酸性凝灰岩がかなり厚く発達する部分があるが，その堆積学的・記載岩石学的な記載例はこれまでほとんどない。

1. 野外産状

世田米地域の石炭系のいくつかの地層中に挟在しているが，量的に多いのは，世田米亜帯の尻高沢・有住両層と大股亜帯の加勞沢層で，尻高沢層においては酸性凝灰岩がその主要な構成岩相となっている (川村, 1985a,b)。

a. 世田米亜帯

1) 尻高沢層

全層厚 860 m 以上で，住田町尻高沢上流地域および同町柏里～奥火の土地域にその主要な分布がみられる。酸性凝灰岩はその中に頻りに挟在するが，まとまって厚く発達する層準がいくつかあり，柏里～小股北方ではそれが 200 m 以上の厚さに達する部分がある。しかし地質図や柱状対比図における走向方向の連続性は悪く，厚さは変化に富んでいる (川村, 1985a)。これらの酸性凝灰岩層の上下の地層はいずれも，腕足類・ウミユリなどの海生動物化石を含む海成層である。

柏里地域において，一つの酸性凝灰岩ユニットの全体を観察することができた (Fig.11)。このユニットは，柏里の北方約 500 m の山腹斜面上に露出し (Fig.10)，厚さ約 4.5 m，下位は石英長石質砂岩／泥岩互層，上位は凝灰質泥岩／砂岩／酸性凝灰岩互層で，尻高沢層の中位層準にあたる。下位の互層は，石灰質部にウミユリ・コケ虫・腕足類などの海生動物化石破片を含む。この凝灰岩ユニットは下位から，以下の三つのサブユニットに分けられる (Fig.11)。

サブユニット 1： 塊状無層理の礫質凝灰岩。礫（～岩片）は，酸性火山岩・同質凝灰岩などの本質類質物が多いが，玄武岩・泥岩などの異質物も少量含まれる。

サブユニット 2： 塊状粗粒凝灰岩。淘汰は比較的悪く，ややユータクシティック。石英・斜長石

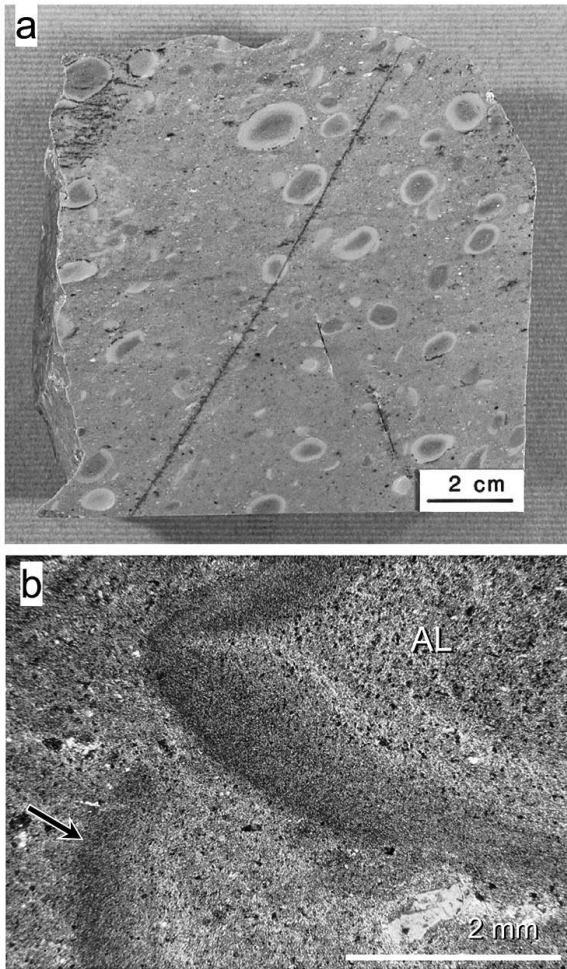


Fig. 14 Accretionary lapilli in the acidic tuff of the Karosawa Formation. a: Polished specimen showing numerous accretionary lapilli in fine-grained vitric non-laminated matrix. b: Microphotograph of accretionary lapilli (AL) - bearing acid vitric tuff. Arrow shows a fragment of accretionary lapilli.

結晶片をかなりの量含む。

サブユニット3： 細粒ガラス質凝灰岩。肉眼的にはほぼ均質であるが、弱いラミナ構造を示す部分がある。

各サブユニット間には明瞭な境界面は認められず漸移的である。ユニット全体で見ると、上方に細粒化する正級化が明瞭である。サブユニット1の下底面から1 - 2 cmの部分には礫サイズの粒子が含まれず、逆級化構造を示す。また、上位ほど火山ガラスが増加し岩片が減少するという、“組成級化”も認められる (Fig.11)。サブユニット1の下底面は凹凸に富む。凹凸の深さは最大で1 mに達し、東西方向に伸びたトラフ状の形態を示す部分がある (Figs. 12,13)。下底面の下位には厚さ最大1.5 mの塊状砂岩層が接するが、所によりこの塊状砂岩層を欠いて砂泥互層が直接にサブユニ

ット1の下位に接する部分もある。塊状砂岩層の中にはちぎれた泥岩の薄層や破片が散在し、未固結時変形構造を示している。泥岩薄層は時に根なしの層内褶曲を示し、その軸は観察される限りではサブユニット下底面のトラフ状構造の長軸とほぼ平行している。下底面の凹凸が激しい部分では、サブユニット1中に暗色の泥質部の巻き込みによる乱雑な“ボール状構造” (径30 - 40 cm程度) が認められる (Fig.13)。サブユニット3の上面とその上位の凝灰質砂岩/凝灰岩互層との接触面は平面的でシャープであり、侵食関係は観察されない。

2) 有住層

主に玄武岩質火山岩類と泥岩・砂岩からなる地層であるが、住田町下柏里北方および陸前高田市小坪沢中流部では厚さ10 m以下の酸性凝灰岩層が何枚か挟在する。岩質的には尻高沢層のものほとんど変わりがなく、淘汰不良の粗粒凝灰岩と弱成層細粒ガラス質凝灰岩からなる。しかし、露出不良のためその産状は明らかではない。

b. 大股垂帯加勞沢層

三部層に区分されるが、酸性凝灰岩はその下部層および上部層に頻繁に挟在する。厚さはいずれも10 - 20 mあるいはそれ以下の薄いものである。上部層の下部層準に挟在するものは、火山豆石 (accretionary lapilli) を特徴的に含み (Fig.14-a)、走向方向に比較的良好な連続性を示すことから、層位的な鍵層として認識される (川村, 1985c)。本層の凝灰岩は、火山豆石を含有するものを含めて、成層構造や級化構造は認められ

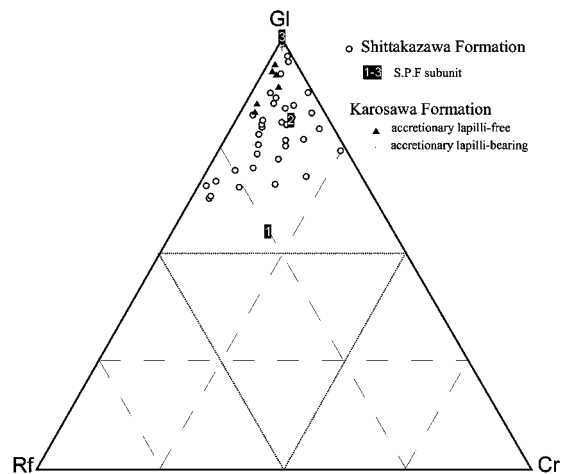


Fig. 15 Modal composition of the acidic tuff. 1-3: correspond to the subunits of the subaqueous pyroclastic flow shown in Fig.11.

ず、塊状無層理である。

2. 岩石記載

a. 世田米亜帯

1) 尻高沢層

肉眼的に、淡灰色～淡緑色珪質で、石英・斜長石の結晶破片や角張った (angular ~ subangular) 岩石破片を含む。一般に粗粒・淘汰不良で、ラミナなどの堆積構造を示さず塊状であるが、扁平なレンズ状暗色包有物 (本質レンズ) が弱いユータクシティック構造を示す場合がある (Fig.9-a)。

鏡下記載： 火山ガラス質基質・結晶破片・岩石破片からなり、モード組成比によってその大部分が“ガラス質凝灰岩” (Pirsson, 1915) に分類される。火山ガラス質基質は、vitroclastic組織を示し、火山ガラス片を多量に含む (Fig.9-c)。火山ガラス片は、一般に長さ0.2 mm以下の碎片 (shards) 状のものが多く、三又 (wishbone) 状・三日月状・湾入多角形状など、さまざまな外形を示す。時に、繊維状組織を示す長径 1 cm 程度の“軽石破片”も認められる。火山ガラスはすべて脱ハリ化し、微晶質の珪長質鋳物や無色雲母・緑泥石の集合体に変化している。また、脱ハリ化した本質レンズを多量に含むものもある (Fig.9-b)。結晶破片は径 0.2 - 1.0 mm、石英・斜長石が大部分を占めるが、少量のアルカリ長石も認められる。石英は顕著な融蝕形を示す。斜長石は一般にアルバイト化し、累帯構造は不明瞭なものが多い。岩石破片は径 1.5 - 10 mm、斑状酸性火山岩・酸性凝灰岩・流紋岩 (～溶結凝灰岩?) などの本質-類質岩片が多く、玄武岩・玄武岩質火砕岩・ドレライト・花崗岩質岩などの異質岩片が少量認められる。

b. 大股亜帯加勞沢層

淡緑色細粒で、ラミナなどの堆積構造を示さない。肉眼的に岩片や結晶破片をほとんど認識できないものが多い。火山豆石は一般に構造変形を受け、楕円体状あるいは楕円板状になっている。その長径は 1 - 2 cm で、内部には弱い同心円状構造が認められる。完全な火山豆石の他に、その破片も多量に認められる (Fig.14-a)。

鏡下記載： 基質は再結晶し、微晶質の無色雲母-珪長質鋳物の集合体からなる。vitroclastic組織が不明瞭ながら残存している。まれに軽石破片を含む場合がある。結晶破片は、径 0.1 - 0.5 mm で、斜長石 (アルバイト化) と少量の石英からなる。岩片は、酸性火山岩と少量の玄武岩質岩であ

る。

火山豆石は、厚さ 0.5 mm 程度の薄い最外殻部 (outer skin) と、やや粗粒な火砕物質からなる内側部 (inner part) から構成される (Fig.14-b)。最外殻部は極めて細粒で、時に顕微鏡的な同心円状の積層構造を持つ。内側部は、vitroclastic組織を示し、長さ 0.01 - 0.05 mmの火山ガラス片と少量の斜長石結晶破片からなる。最外殻部との境界はシャープではなく、むしろ漸移的である。内側部には中心部に向かって粒度が増加する弱い“級化組織”がみられることがあるが、“核”に相当するものは認められない。火山豆石の破片はすべて、最外殻部とそれに付着した内側部の一部からなる。

これらの構成要素のモード組成は、尻高沢層と同じように“ガラス質凝灰岩”に分類される。しかし尻高沢層の凝灰岩に比べて火山ガラスの量比が一般に大きく、特に火山豆石を含むものは火山ガラス端成分に近い領域にプロットされる (Fig.15)。

火砕岩類の堆積メカニズム

1. 玄武岩質火砕岩

世田米・大股両亜帯下部石炭系に発達する玄武岩質粗粒火砕岩ユニットの堆積メカニズムについて簡単に考察する。

まず、各層の火砕岩ユニットの粗粒部 (ラピリサイズ主体) の特徴として次のような点が挙げられる。なお、いずれのユニットもその上下は海生動物化石を含有する海成層である。

有住層： 淘汰は比較的良いが内部堆積構造を欠く。ラピリはやや円磨し、発泡の著しいものもある。ユニットの下底に侵食面を持つ場合があるが、平面的な非侵食性境界の場合もある。ユニットの上部にスランプ～未固結時変形構造が観察される場合がある。また、少量伴われる溶岩は、異なった化学組成上の特徴を持ち、同源ではない (=重力流堆積物中のブロック?) 可能性がある。

大平層： 淘汰は悪く、円磨度は低い。堆積ファブリックは“matrix-support”のものが多く、一般に内部構造を欠くが、不明瞭な成層構造がみられることもある。塊状～角礫状溶岩を少量伴う。

加勞沢層： 淘汰・円磨度はともに著しく低い。内部構造を欠き、石灰岩などの同時礫を含むこと

がある。塊状～自破碎状溶岩を相当量伴う。

このような堆積学的特徴は、これらの火砕物質が海中で移動・定着した、粗粒で密度の高い“碎屑物重力流 (sediment gravity flow)”としてもたらされたことを示している。大平層に見られるような“matrix-support”ファブリックを持つものは、水中の火山岩屑流 (volcanic debris flow) と考えられる。非侵食性・平面状の下底面が観察されることもそれを示唆している。内部に認識される“サブユニット”は、flow unit を示すものと考えられる。有住層のユニット上部に観察されたスランプ～未固結時変形構造は斜面の存在を暗示しており、火山体周辺の斜面環境で堆積したものであろう。ラピリに発泡の良好なものが多量に含まれることから、これらの火山は、少なくとも浅海で活動したものと考えられる。

これらの粗粒火山碎屑物をもたらした火山体そのものは世田米・大股両亜帯には見出されていない。大股亜帯の西側には、母体—松ヶ平帯姥石亜帯が日詰—気仙沼断層を境として接しているが、そこには下部石炭系米里層が分布しており、その下部は玄武岩質火山岩類 (粗粒火砕岩・溶岩) から構成される。火山岩類の厚さは 1800 m 以上とされており (川村・川村, 1989a 参照), 岩相などの詳細は明らかではないが、本論文で記載した玄武岩質火砕岩類との関連性が注目される。

2. 酸性凝灰岩

尻高沢層：凝灰岩ユニットの産状・構造を要約すると次のようになる。①上下に接する地層は、いずれも浅海性動物化石を含む海成層である。②大部分が本質火砕物質から構成される。火山ガラス片は、発泡組織が顕著で、軽石破片も含まれる。③全体として上方に細粒化する級化ユニットを構成する。火山ガラスの量比は上位ほど増加する。④ユニット下底面は、凹凸に富み、その下位の地層は、未固結時変形を受けている。以上のことは、この“凝灰岩ユニット”が、単一の碎屑物重力流として移動し浅海底に定着した堆積物であることを示している。また、この重力流はその構成物質からみて、噴火により直接に生じた一次的なものである可能性が強いので、“水中火砕流堆積物”(subaqueous pyroclastic flow deposits; Fiske and Matsuda, 1964) と呼ぶことができるであろう。尻高沢層の酸性凝灰岩層が走向方向の連続性に乏しい (川村, 1985a) ことはこれによって説

明できる。しかし、この碎屑物重力流が陸上噴火によってもたらされた入水火砕流なのか、あるいは浅海での噴火によって発生した水中火砕流であるか、は不明である。ユニット直下の砂泥互層にみられる未固結時変形は、重力流の流下によって引き起こされた流動変形、あるいは重力流定着後の荷重変形によると考えられる。

現在のところ、火砕岩ユニットの全体が観察されたのはこの一例のみであり、その厚さも 4.5 m と極めて薄いものである。しかしながら、その上位/下位層との関係や内部の岩相変化がよく認識でき、単一の“flow unit”の典型例を示している。厚く発達する他の火砕岩ユニットの内部にも同様な岩相変化が、部分的ではあるが何回か認められる場合があり、このような flow unit がいくつか複合・癒着したものである可能性が強い。

加労沢層：火山豆石を含むことが大きな特徴である。火山豆石の成因としては、噴煙柱内での凝集現象や火山灰堆積面への降雨などいくつかの機構が考えられるが、いずれも陸上あるいは浅海域での爆発的噴火に特徴的な現象である。本層の場合、火山豆石を含む層準はいずれも海成層であるので、①形成された火山豆石が浅海域に二次的に運搬された、②降下火砕物として直接に浅海域に堆積した、という二つの可能性が考えられる。火山豆石の破片化も、それに対応して、①二次運搬の過程で生じた、②海水面への着水あるいは海底堆積面への沈降過程で生じた、という可能性が考えられる。火山豆石を含む酸性凝灰岩はラミナなどの堆積構造をほとんど示さないの、水流影響下での二次堆積物とは考えがたい。それに加えて火山豆石の低い物理的強度を考慮すると、①の可能性よりは②の可能性が大きいのではないだろうか。

火山岩類の化学組成

1. はじめに

苦鉄質火山岩の化学組成とその形成場あるいはテクトニックセッティングとの間には密接な関係が存在し、それを端的に表現した“判別ダイアグラム”が多数提示されている (Miyashiro, 1973, 1974; Rhodes, 1973; Pearce et al., 1975, 1977; Mullen, 1983 など)。主要元素の量および相対比によるこれらの判別は、一定の限界を有してはいるが、古い地質体の形成場を考察する手がかりと

Table 1 Chemical composition of the volcanic rocks. AVER.: average, V-Free: volatile-free recalculated value.

Basaltic Volcanics (*: Lava)																		
Arisu Formation				Odaira Formation				Karosawa Formation										
	AR 8	AR 9	AR10*	AR12	AVER.	V-Free	OD10	OD15*	OD17	OD19*	AVER.	V-Free	KR 2*	KR 3	KR 4	KR 6*	AVER.	V-Free
SiO ₂	54.76	49.52	49.59	52.62	51.62	53.86	50.43	50.08	53.50	53.27	51.82	53.07	49.61	49.47	54.13	47.12	50.08	52.57
TiO ₂	0.89	1.70	0.52	1.67	1.20	1.25	1.42	1.90	1.85	2.01	1.80	1.84	0.64	0.53	0.49	0.85	0.63	0.66
Al ₂ O ₃	15.32	15.18	19.17	14.08	15.94	16.63	14.89	14.98	14.14	14.84	14.71	15.07	17.15	15.23	13.66	20.39	16.61	17.43
Fe ₂ O ₃	6.78	3.75	2.89	1.69	3.78	3.94	2.32	1.90	2.63	9.04	3.97	4.07	5.75	2.58	1.42	3.13	3.22	3.38
FeO	6.14	9.62	5.76	10.54	8.02	8.36	10.60	10.69	10.15	4.03	8.87	9.08	3.13	5.85	6.14	5.61	5.18	5.44
MnO	0.14	0.18	0.16	0.17	0.16	0.17	0.22	0.38	0.28	0.18	0.27	0.27	0.18	0.14	0.16	0.26	0.19	0.19
MgO	4.00	6.65	7.15	6.47	6.07	6.33	7.55	5.46	5.75	5.77	6.13	6.28	8.37	11.45	9.27	8.08	9.29	9.75
CaO	1.74	4.10	3.95	3.54	3.33	3.48	4.57	9.52	5.30	2.84	5.56	5.69	7.18	4.74	5.80	4.34	5.52	5.79
Na ₂ O	6.48	2.96	4.93	3.25	4.41	4.60	4.02	3.54	2.52	2.63	3.18	3.25	3.43	3.65	3.01	4.45	3.64	3.82
K ₂ O	1.42	1.34	1.10	0.65	1.13	1.18	0.49	0.14	1.45	2.66	1.19	1.21	1.34	1.22	0.51	0.30	0.84	0.88
P ₂ O ₅	0.21	0.25	0.08	0.26	0.20	0.21	0.13	0.25	0.18	0.07	0.16	0.16	0.10	0.07	0.06	0.10	0.08	0.09
H ₂ O ⁺	2.26	4.35	4.14	4.06	3.70		3.35	1.04	2.24	2.69	2.33		3.32	4.30	4.15	4.98	4.19	
H ₂ O ⁻	0.10	0.42	0.48	0.44	0.36		0.48	0.30	0.36	0.40	0.39		0.52	0.40	0.40	0.38	0.43	
Total	100.24	100.02	99.92	99.44	99.91		100.47	#####	100.35	100.43	100.36		100.72	99.63	99.20	99.99	99.89	
Acidic Tuffs																		
Shittakazawa Formation				Karosawa Formation														
	SH 8	SH 9	SH10	AVER.	V-Free	KR 2	KR 5	KR 7	AVER.	V-Free								
SiO ₂	77.93	76.76	76.28	76.99	77.95	79.39	73.51	70.52	74.47	76.33								
TiO ₂	0.34	0.18	0.20	0.24	0.24	0.20	0.38	0.34	0.31	0.31								
Al ₂ O ₃	11.43	12.52	12.65	12.20	12.35	11.33	13.06	13.65	12.68	13.00								
Fe ₂ O ₃	0.21	0.28	0.47	0.32	0.32	0.60	0.92	1.47	1.00	1.02								
FeO	1.15	1.33	1.31	1.26	1.28	1.55	3.26	5.15	3.32	3.40								
MnO	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.16	0.10	0.10	0.10								
MgO	0.41	0.59	0.73	0.58	0.58	0.81	1.46	1.94	1.40	1.44								
CaO	0.66	0.42	0.40	0.49	0.50	2.69	2.02	1.53	2.08	2.13								
Na ₂ O	6.36	5.75	6.11	6.07	6.15	0.89	1.45	0.59	0.98	1.00								
K ₂ O	0.17	0.98	0.28	0.48	0.48	0.67	1.51	1.40	1.19	1.22								
P ₂ O ₅	0.26	0.04	0.04	0.11	0.11	0.02	0.05	0.03	0.03	0.03								
H ₂ O ⁺	0.45	0.50	0.71	0.55		1.18	1.88	2.96	2.01									
H ₂ O ⁻	0.04	0.20	0.15	0.13		0.46	0.28	0.34	0.36									
Total	99.43	99.58	99.36	99.46		99.83	99.94	100.02	99.93									

Table 2 Chemical composition of the basaltic volcanic rocks for 7 oxides. Sample ID with asterisk means the composition of lava. Others are of volcaniclastic rocks. Ave.: average, SD: standard deviation.

<i>Odaira F.</i>																					
	OD 1	OD 2	OD 3	OD 4	OD 5	OD 6	OD 7	OD 8	OD 9	OD 10	OD 11	OD 12	OD 15*	OD 14*	OD 15*	OD 18	OD 17	OD 18	OD 19*	OD 19*	
FeO*	12.95	11.83	12.59	13.30	13.24	11.40	13.47	12.93	12.10	13.12	12.71	13.14	13.09	12.17	12.55	18.24	12.95	14.15	12.49	12.69	
MgO	7.48	4.60	5.04	6.79	5.64	4.40	5.77	5.74	5.26	7.81	7.09	4.95	5.97	5.21	5.52	6.96	5.88	6.65	5.93	5.63	
MnO	0.33	0.25	0.25	0.28	0.31	0.24	0.28	0.28	0.27	0.23	0.22	0.16	0.19	0.21	0.38	0.37	0.29	0.23	0.18	0.22	
Na ₂ O	2.57	5.28	5.13	3.66	4.64	4.27	4.84	4.55	5.05	4.16	4.10	3.25	3.27	3.44	3.58	2.52	2.58	2.41	2.70	3.25	
K ₂ O	0.31	0.36	0.47	0.22	0.87	0.31	0.41	0.39	0.32	0.51	1.80	2.49	1.80	0.22	0.14	0.24	1.48	1.34	2.73	1.48	
TiO ₂	1.70	1.50	1.64	1.99	1.78	1.68	1.77	1.82	1.83	1.63	1.47	1.62	1.91	1.79	1.92	2.19	1.89	2.03	2.06	1.86	
P ₂ O ₅	0.13	0.14	0.14	0.16	0.14	0.18	0.18	0.15	0.18	0.13	0.13	0.06	0.09	0.19	0.25	0.18	0.18	0.20	0.07	0.13	
FeO*/MgO	1.73	2.57	2.50	1.96	2.35	2.59	2.33	2.25	2.30	1.68	1.79	2.65	2.19	2.10	2.27	2.62	2.20	2.13	2.11	2.27	
Na ₂ O+K ₂ O	2.88	5.64	5.60	3.88	5.51	4.58	5.25	4.94	5.37	4.67	5.90	5.74	5.07	3.66	3.72	2.76	4.06	3.75	5.43	4.72	
K ₂ O/(K ₂ O+Na ₂ O)	0.11	0.06	0.08	0.06	0.16	0.07	0.08	0.08	0.06	0.11	0.31	0.43	0.36	0.06	0.04	0.09	0.36	0.36	0.50	0.28	
<i>Arisu F.</i>																					
	AR 1	AR 2	AR 3*	AR 4	AR 5	AR 6	AR 7*	AR 8	AR 9	AR 10*	AR 11*	AR 12	AR 13	AR 14	AR 15	AR 18	AR 17	AR 18	AR 19	AR 20	
FeO*	12.58	12.99	8.92	13.04	13.75	12.73	6.76	12.38	13.65	8.77	7.23	12.70	12.39	12.70	12.79	12.69	11.53	12.70	12.53	13.15	
MgO	7.90	7.31	7.34	7.99	9.93	7.67	10.82	4.09	6.98	7.50	7.18	6.81	7.53	7.29	6.56	5.51	6.27	4.96	8.35	7.32	
MnO	0.25	0.25	0.19	0.25	0.23	0.26	0.16	0.15	0.19	0.17	0.16	0.18	0.26	0.24	0.27	0.28	0.27	0.25	0.22	0.30	
Na ₂ O	3.66	3.99	4.57	4.15	3.82	4.74	2.38	6.62	3.11	5.17	5.21	3.42	3.82	4.16	5.25	5.21	5.51	4.03	3.51	4.46	
K ₂ O	0.83	0.52	0.44	1.57	0.77	0.86	0.67	1.45	1.41	1.15	1.02	0.68	1.39	1.43	0.68	0.82	0.53	1.11	0.94	0.64	
TiO ₂	1.65	1.63	0.89	1.53	1.67	1.66	0.73	0.90	1.78	0.55	0.50	1.76	1.43	1.61	1.67	1.66	1.58	1.66	1.61	1.73	
P ₂ O ₅	0.15	0.12	0.06	0.16	0.16	0.13	0.08	0.21	0.26	0.08	0.07	0.27	0.13	0.23	0.17	0.20	0.11	0.18	0.12	0.17	
FeO*/MgO	1.59	1.78	1.22	1.63	1.38	1.66	0.62	3.03	1.96	1.17	1.01	1.86	1.65	1.74	1.95	2.30	1.84	2.56	1.50	1.80	
Na ₂ O+K ₂ O	4.49	4.51	5.01	5.72	4.59	5.60	3.05	8.07	4.52	6.32	6.23	4.10	5.21	5.59	5.93	6.03	6.04	5.14	4.45	5.10	
K ₂ O/(K ₂ O+Na ₂ O)	0.18	0.12	0.09	0.27	0.17	0.15	0.22	0.18	0.31	0.18	0.16	0.17	0.27	0.26	0.11	0.14	0.09	0.22	0.21	0.13	
<i>Karosawa F.</i>																					
	KR 1	KR 2*	KR 3	KR 4	KR 5	KR 6*	KR 7*	KR 8	KR 9	KR 10*	KR 11*	KR 12*	KR 13*	KR 14*	KR 15*	KR 18*	KR 17*	KR 18*	KR 18*	KR 22	
FeO*	8.86	8.58	8.61	7.84	9.34	8.91	9.58	8.89	8.60	8.66	9.42	8.53	9.96	8.79	8.07	9.14	9.12	9.12	9.43	9.02	
MgO	10.66	8.64	12.06	9.79	10.62	8.54	8.86	10.37	11.60	10.16	12.52	12.10	7.92	7.59	7.56	6.59	9.02	6.60	8.84	1.91	
MnO	0.19	0.19	0.15	0.17	0.22	0.28	0.32	0.16	0.20	0.23	0.18	0.18	0.22	0.20	0.21	0.29	0.20	0.59	0.26	0.11	
Na ₂ O	3.06	3.54	3.84	3.18	4.27	4.70	3.30	2.73	3.30	4.82	1.88	1.72	3.44	2.02	5.57	2.76	3.81	2.50	3.34	1.24	
K ₂ O	1.05	1.38	1.29	0.54	0.65	0.32	0.28	0.87	0.36	0.13	0.23	1.08	0.11	0.05	0.13	0.13	0.08	0.05	0.33	0.43	
TiO ₂	0.69	0.66	0.56	0.52	0.76	0.90	0.96	0.78	0.72	0.73	0.71	0.65	0.78	0.84	0.77	0.91	0.86	0.92	0.81	0.11	
P ₂ O ₅	0.09	0.10	0.07	0.06	0.10	0.11	0.07	0.05	0.06	0.07	0.04	0.05	0.08	0.04	0.07	0.05	0.05	0.07	0.07	0.02	
FeO*/MgO	0.83	0.99	0.71	0.80	0.88	1.04	1.08	0.86	0.74	0.85	0.75	0.70	1.26	1.16	1.07	1.39	1.01	1.43	1.06	0.23	
Na ₂ O+K ₂ O	4.11	4.92	5.13	3.72	4.92	5.02	3.58	3.60	3.66	4.95	2.11	2.80	3.55	2.07	5.70	2.89	3.89	2.55	3.67	1.24	
K ₂ O/(K ₂ O+Na ₂ O)	0.26	0.28	0.25	0.15	0.13	0.06	0.08	0.24	0.10	0.03	0.11	0.39	0.03	0.02	0.02	0.04	0.02	0.02	0.09	0.12	
<i>Lava</i>																					
	Ave.	SD	Ave.	SD	Ave.	SD	Ave.	SD	Ave.	SD	Ave.	SD	Ave.	SD	Ave.	SD	Ave.	SD	Ave.	SD	Ave.
Volcaniclastics	12.69	0.42	13.21	1.61	5.63	0.42	6.08	1.07	0.22	0.09	0.27	0.04	3.25	0.33	3.98	1.05	1.48	1.23	0.65	0.52	
	1.86	0.16	1.78	0.20	0.13	0.08	0.16	0.02	2.27	0.23	2.21	0.32	4.72	0.97	4.63	1.02	0.28	0.22	0.14	0.11	
<i>Volcaniclastics</i>																					
	Ave.	SD	Ave.	SD	Ave.	SD	Ave.	SD	Ave.	SD	Ave.	SD	Ave.	SD	Ave.	SD	Ave.	SD	Ave.	SD	Ave.
Volcaniclastics	9.02	0.53	8.69	0.50	8.84	1.91	10.85	0.83	0.26	0.11	0.18	0.03	3.34	1.24	3.40	0.36	0.33	0.43	0.79	0.34	
	0.81	0.11	0.67	0.11	0.07	0.02	0.07	0.02	1.06	0.23	0.80	0.07	3.67	1.24	4.19	0.67	0.09	0.12	0.19	0.07	

Table 3 Chemical composition of acidic tuff for 8 oxides. Aver.: average, SD: standard deviation.

<i>Shittakazawa Formation</i>													
	SH 1	SH 2	SH 3	SH 4	SH 5	SH 6	SH 7	SH 8	SH 9	SH10	Aver.	SD	
FeO*	4.19	1.51	1.29	1.94	2.67	1.83	3.46	1.35	1.60	1.76	2.16	0.97	
MgO	0.84	0.48	0.43	0.74	0.47	0.59	1.33	0.41	0.60	0.74	0.66	0.28	
MnO	0.09	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.15	0.02	0.03	0.03	0.04	0.05	
CaO	1.53	2.32	2.37	0.68	9.08	1.81	7.34	0.67	0.42	0.41	2.66	3.04	
Na ₂ O	2.07	3.74	3.94	5.77	2.21	4.69	0.84	6.43	5.82	6.20	4.17	1.95	
K ₂ O	1.49	0.64	0.78	0.82	0.78	0.82	1.06	0.17	0.99	0.28	0.78	0.38	
TiO ₂	0.41	0.25	0.27	0.21	0.45	0.24	0.55	0.34	0.18	0.20	0.31	0.12	
P ₂ O ₅	0.09	0.10	0.05	0.08	0.11	0.03	0.12	0.26	0.04	0.04	0.09	0.07	
FeO*/MgO	4.99	3.15	3.00	2.62	5.68	3.10	2.60	3.29	2.67	2.38	3.35	1.10	
Na ₂ O+K ₂ O	3.56	4.38	4.72	6.59	2.99	5.51	1.90	6.60	6.81	6.48	4.95	1.73	
K ₂ O/(K ₂ O+Na ₂ O)	0.42	0.15	0.17	0.12	0.26	0.15	0.56	0.03	0.15	0.04	0.20	0.17	
<i>Arisu Formation</i>													
	AR 1	AR 2									Aver.	SD	
FeO*	3.77	4.23									4.00	0.33	
MgO	1.56	1.20									1.38	0.25	
MnO	0.04	0.21									0.13	0.12	
CaO	5.48	4.42									4.95	0.75	
Na ₂ O	1.32	1.51									1.42	0.13	
K ₂ O	0.23	2.20									1.22	1.39	
TiO ₂	0.33	0.71									0.52	0.27	
P ₂ O ₅	0.13	0.25									0.19	0.08	
FeO*/MgO	2.42	3.53									2.97	0.78	
Na ₂ O+K ₂ O	1.55	3.71									2.63	1.53	
K ₂ O/(K ₂ O+Na ₂ O)	0.15	0.59									0.37	0.31	
<i>Karosawa Formation</i>													
	KR 1	KR 2	KR 3	KR 4	KR 5	KR 6	KR 7					Aver.	SD
FeO*	3.80	2.14	5.19	4.72	4.18	3.34	6.69					4.29	1.45
MgO	1.71	0.82	1.07	1.56	1.49	2.00	2.01					1.52	0.45
MnO	0.09	0.04	0.15	0.14	0.16	0.03	0.10					0.10	0.05
CaO	2.63	2.74	3.40	2.91	2.07	1.09	1.58					2.35	0.81
Na ₂ O	1.57	0.91	1.15	1.65	1.48	0.93	0.61					1.19	0.39
K ₂ O	1.31	0.68	1.29	0.82	1.54	1.68	1.45					1.25	0.37
TiO ₂	0.43	0.20	0.61	0.52	0.39	0.34	0.35					0.41	0.13
P ₂ O ₅	0.05	0.02	0.17	0.10	0.05	0.04	0.03					0.07	0.05
FeO*/MgO	2.22	2.61	4.85	3.03	2.81	1.67	3.33					2.93	1.01
Na ₂ O+K ₂ O	2.88	1.59	2.44	2.47	3.02	2.61	2.06					2.44	0.49
K ₂ O/(K ₂ O+Na ₂ O)	0.45	0.43	0.53	0.33	0.51	0.64	0.70					0.51	0.13

して有効なものと考えられる。南部北上帯世田米・大股垂帯の下部石炭系火山岩類の化学組成については川村・川村 (1989b) にその概略を述べたが、分析値等の詳細は公表されていない。ここで、酸性凝灰岩を含めてその分析値を公表し若干の考察を加える。

2. 試料の調製と測定法

野外で採取した試料から事前に薄片を作成して

検鏡し、①再結晶や片状化の著しいもの、②脈・間隙充填鉱物の多いもの、③風化しているもの、④火砕岩については異質物を含んだり淘汰作用を強く受けているもの、を除いて分析試料とした。1 kg程度の試料から岩石カッターでスライスを作成し、それを合金乳鉢で粉砕した。粉砕試料をイオン交換水で洗浄した後に脈や風化部をハンドピックで取り除き、vibrating millで100 g程度の粉末を作成し、分析用試料とした。定量法は以下の通りである。

蛍光X線法：SiO₂, Al₂O₃, total Fe, CaO, K₂O.

原子吸光法：MnO, total Fe, MgO.

炎光光度法：Na₂O.

吸光光度法：TiO₂, P₂O₅.

KMnO₄滴定法：FeO.

キレート滴定法：CaO（酸性凝灰岩の8元素定量のみ）.

ペンフィールド管法：total H₂O.

3. 玄武岩質火山岩類

計59試料の全岩化学組成の部分的な検討（7元素）を行なった。また12試料については主要11元素を定量した。分析試料の内訳は次の通りである。有住層22試料（溶岩4, 火砕岩18）。大平層19試料（溶岩5, 火砕岩14）。加労沢層18試料（溶岩12, 火砕岩6）。なお尻高沢層・鬼丸層・仙婆巖層からは適当な分析試料が得られなかった。分析結果をTables 1,2に示す。なお、H₂Oを定量していない試料については、12試料の定量値（total H₂O = 1.3 - 5.3 wt%；最少・最大値をのぞく10試料の平均値は3.9 wt%）を参考にし、total H₂Oを4 wt% 含むと仮定して無水状態に再計算した。

溶岩と火砕岩の間には有住層の場合（後述）を除いて、化学組成上の有為な差が認められない。このことから、火砕岩は言うまでもなく火成岩（溶岩）そのものではないが、噴出したマグマの組成を溶岩と同程度に反映していると考えられる。

SiO₂は、定量した12試料では47 - 55 wt% の範囲を持ち、H₂O量を考慮すると、ほぼ玄武岩～玄武岩質安山岩に相当する組成を示している。分析例が少ないが、SiO₂はアルカリ量や Fe/Mg比との関係において系統的な変化を示さない。同様な傾向は、アルカリ元素（K,Na）にも認められる。つまり、その総量やK/Na比には系統的な変異がまったく無く、通常の火山岩の組成範囲（例えば；Hughes, 1973）からも大きく外れるものが多い。大平層を例にとってみると、K₂O/Na₂O比は0.04から0.77までの間で大きく変化し、火成岩としての一次的な組成特徴とは到底考えられない。SiO₂とアルカリ元素は海水との反応や熱水変質、続成-弱変成作用の過程において移動し易い成分なので、このような変異は二次的な成分移動を反映したものと考えられる。

これに対して、FeO*（total Feを FeOとして表

現したもの；以下同）、MgO, TiO₂, P₂O₅量には明らかに系統的な組成傾向が認められる。この特徴によって、世田米・大股両亜帯の石炭紀玄武岩質火山岩類は以下の二つのグループに分けられる。

グループA： FeO*, TiO₂, P₂O₅に乏しく、FeO*/MgO比が低い（0.6 - 1.4）。有住層の溶岩と加労沢層の溶岩・火砕岩。

グループB： FeO*, TiO₂, P₂O₅に富み、FeO*/MgO比が高い（1.4 - 2.6）。有住層の火砕岩と大平層の溶岩・火砕岩。

ふたつのグループは、各種のダイアグラム上で互いに連続しない明瞭な組成域を形成している。

FeO* - FeO*/MgO図 (Fig. 16) では、グループAは未分化な組成を示すが、グループBはFeO*に富み明らかにソレイアイトの領域にはいる。これを、TiO₂ - FeO*/MgO図 (Fig.17) でみると、グループAは未分化ではあるが海嶺ソレイアイトよりは明らかにTiO₂に乏しい。グループBはTiO₂に富み、島弧ソレイアイトの上限 (Jakes and Gill, 1970; Miyashiro, 1975) を越え、大陸性ソレイアイトに近い領域にプロットされる。なお、この図では、大平層の溶岩・火砕岩は下位の有住層の火砕岩に比べてFeO*/MgO比がやや高い（分化した）傾向が認められる。次にTiO₂ - P₂O₅図 (Fig.18) では、グループAは島弧性非アルカリ玄武岩と海嶺ソレイアイトの共有領域付近に、グループBは海嶺ソレイアイトのTiO₂に富む領域にプロットされる。このことから、両グループとも非アルカリ岩系に属するものと考えられる。Mullen (1983) による TiO₂ - P₂O₅ - MnO図 (Fig.19) 上ではグループAは島弧ソレイアイトとカルクアルカリ玄武岩の境界領域に、グループBは島弧ソレイアイトの領域にそれぞれ集中域がある。

以上のことを総合すると、グループAは未分化な島弧性の非アルカリ玄武岩、グループBは分化した非海洋性のソレイアイト玄武岩、とそれぞれ表現できる。両者が分化関係にあるか否かは得られた分析値からは判断できない。

なお、有住層の溶岩と火砕岩とが互いに異なる組成グループに属する理由は不明である。ただし、溶岩と火砕岩中の玄武岩片とは明白に異なった鏡下特徴を示す。前者は同じ組成グループに属する加労沢層のそれに類似した単斜輝石斑状組織を、また後者は同様に大平層の溶岩に類似した斑晶量の少ない intersertal 組織を、それぞれ示す。

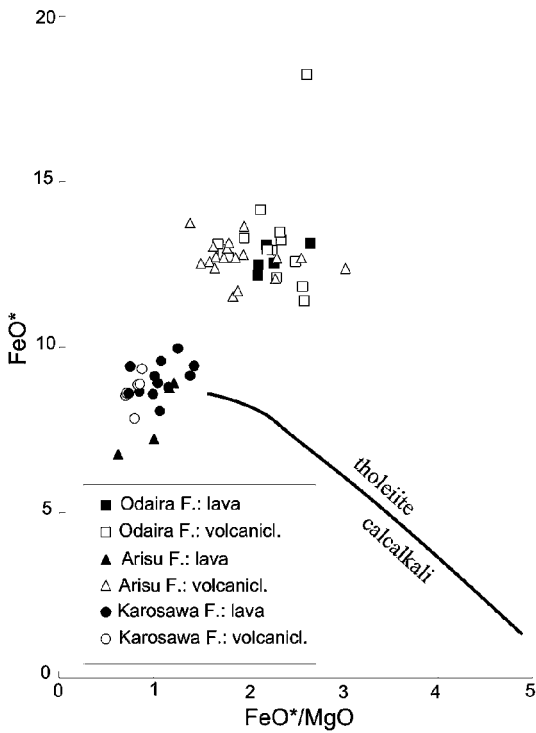


Fig.16 FeO* - FeO*/MgO diagram of the basaltic volcanic rocks. Boundary between tholeiitic and calcalkaline rock series is after Miyashiro (1973).

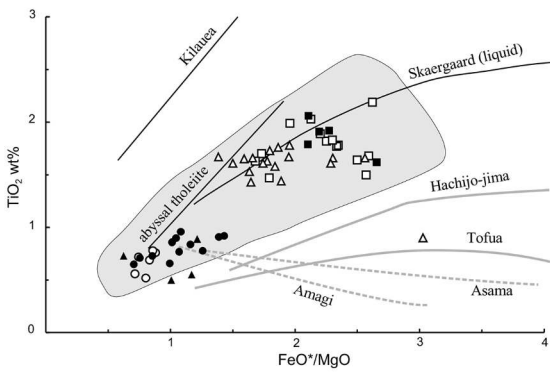


Fig.17 TiO₂ - FeO*/MgO diagram of the basaltic volcanic rocks. Differentiation trends are after Miyashiro (1973,1974,1975). Shaded area is compositional range of ocean floor tholeiites (Shuto et al.,1985).

このことから、このような組成差は噴出後の運搬・淘汰作用や変質作用によるものではなく、一次的なマグマ組成を反映したもので、すなわち有住層の溶岩が火砕岩に対して“同質”ではない可能性がある。その解釈としては、①火砕岩は重力流堆積物であるので、溶岩はその中に包有された“異質-類質”ブロックである、②溶岩としたものが実際には溶岩流ではなく、火砕岩の堆積後にその中に進入したシート岩体である、という二つの可能性が考えられる。①の場合はグループAはグループBの活動時には既に存在していたことになり、②の場合はグループAの活動はグループB形成以

後ということになる。グループAの属する加労沢層は世田米亜帯の大平層に対比されている(例えば川村・川村, 1989a)ので、その限りでは②の可能性もあるが、有住層において火砕岩と“溶岩”が随伴する産状にあることを説明できない。これ以上の考察材料は今のところ無い。

南部北上帯前期石炭紀火山岩には、安山岩質な組成を示すものが欠けており、玄武岩質火山岩類

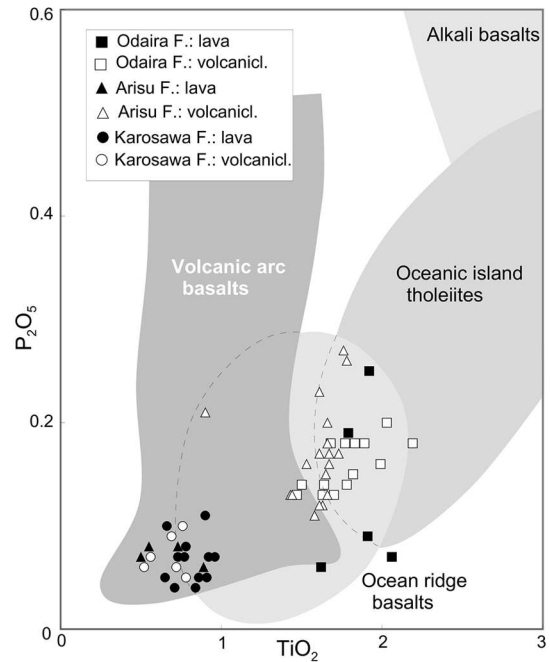


Fig.18 P₂O₅ - TiO₂ diagram of the basaltic volcanic rocks. Discriminant domains is after Rhodes (1973).

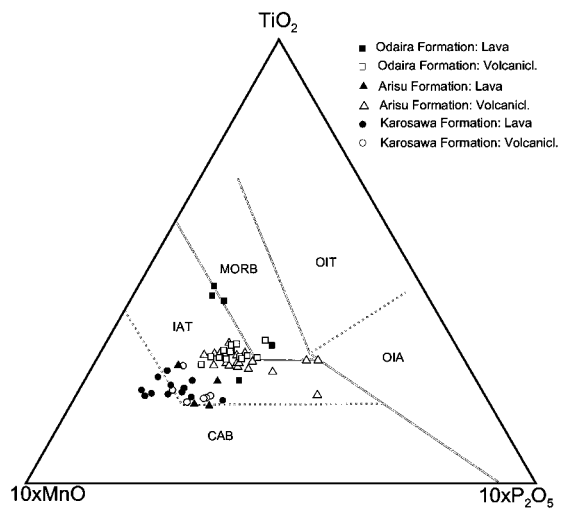


Fig.19 TiO₂ - MnO - P₂O₅ diagram of the basaltic volcanic rocks. Discriminant lines are after Mullen (1983). OIT: oceanic island tholeiite, OIA: oceanic island alkali basalts, MORB: mid-oceanic ridge basalts, IAT: island arc tholeiites, CAB: calcalkaline basalts.

と酸性凝灰岩からなる bimodal な特徴を強く有している。川村・川村 (1989b) は、このような特徴から、それらが“比較的成熟した島弧の背弧域あるいはその近傍の展張場”で形成された可能性を示唆している。

4. 酸性凝灰岩

計19試料について全岩化学組成の部分的な検討(8元素)を行なった。また、その中の6試料については主要11元素を定量した。分析試料の内訳は以下の通りである。尻高沢層：10試料。有住層：2試料。加労沢層：7試料。分析結果をTables 1,3に示す。H₂Oを定量していない試料については、6試料の定量値 (total H₂O = 尻高沢層0.4 - 0.9 wt%; 加労沢層 1.6 - 3.3 wt%) を参考とし、total H₂Oを尻高沢・有住層では1 wt%, 加労沢層では2 wt% 含むと仮定して無水状態に再計算した。

定量した6試料では、SiO₂ 70 - 79 wt%, Al₂O₃ 11 - 13 wt% で、ほぼ流紋岩(～流紋デイサイト)の組成範囲を示している。しかし他の元素には試料によって変動の著しいものが多い。例えば、FeO* (1.3 - 6.7 wt%), CaO (0.4 - 9.1 wt%), Na₂O (0.9 - 6.4 wt%), などである。各層ごとにみられる一般的な特徴は以下のようになる。()内は最大・最小値を除いて計算した平均値、または値のレンジである。

尻高沢層： FeO* (2.0 wt%), MgO (0.61 wt%) に乏しい。CaO は変動が著しい (0.4 - 7.3 wt%)。Na₂O+K₂O に富み (5.1 wt%), K₂O/Na₂O 比が低い (0.1 - 0.7)。

有住層： 分析例が少ないが、加労沢層に似た傾向を示す。

加労沢層： FeO* (4.2 wt%), MgO (1.6 wt%), CaO (2.4 wt%) に富む。Na₂O+K₂O に乏しく (2.5 wt%), K₂O/Na₂O 比が高い (0.8 - 1.8)。

これらの組成特徴が噴出時のマグマ組成を反映しているかどうかについては、もちろん問題がある。尻高沢層の酸性凝灰岩の多くは、いわゆるケラトファイアー(あるいは石英ケラトファイアー)の組成特徴を有しており、加労沢層のものと同様に通常の火成岩の組成レンジから外れている。このような意味で、CaO量およびK₂O/Na₂O比における変動は後生的な成分移動の結果とする(例えば、Hughes, 1973) のが妥当であろう。こ

れに加えて、火山砕屑岩である以上、火砕物質の運搬過程における選別(淘汰)効果も当然考慮しなければならないことになる。これらの二次的な組成変化の程度をいろいろな元素について見積めることは難しい。しかしFeO*, MgO量における差異を単純に考えれば、尻高沢層の凝灰岩は加労沢層(と有住層)のそれに比べて相対的に酸性の噴出物に由来したと解釈することも可能である。

謝辞 火山岩の化学分析に際しては、当時の北海道大学理学部地質学鉱物学教室鉱床学講座の渡辺順博士には、分析設備の使用に際して多大な便宜をはかっていただいた。また、嶋岡博・内山幸二・加藤孝幸氏をはじめとする当時の大学院生の皆さんからは、さまざまご指導・ご教示をいただいた。記して謝意を表する。

文 献

- 荒牧重雄 (1979) 火山砕屑物と火砕岩。岩波講座地球科学7 (火山), 142-153.
- 永広昌之 (1977) 日語-気仙沼断層 - とくにその性格と構造発達史について。東北大地古研報, 77, 1-37.
- Fisher, R.V. (1961) Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 72, 1409-1414.
- Fisher, R.V. (1966) Rocks composed of volcanic fragments and their classification. *Earth Sci. Reviews*, 1, 287-298.
- Fiske, R.S. and Matsuda, T. (1964) Submarine equivalents of ash flows in the Tokiwa Formation, Japan. *Amer. Jour. Sci.*, 262, 46-106.
- Hughes, C.J. (1973) Spilites, keratophyres, and the igneous spectrum. *Geol. Mag.*, 109, 513-527.
- Jakes, P. and Gill, J. (1970) Rare earth elements and the island arc tholeiitic series. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 9, 17-28.
- 蟹沢聰史 (1974) 火成活動および変成史からみた東北日本。地質学論集, No.10, 5-19.
- Kawabe, I., Sugisaki, R. and Tanaka, T. (1979) Petrochemistry and tectonic settings of Paleozoic-Early Mesozoic geosynclinal volcanics in Japanese Islands. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 85, 339-354.
- 川村信人 (1985a) 南部北上帯世田米地方の石炭系岩相層序, その1 世田米亜帯下有住地域。地質雑, 91, 165-178.
- 川村信人 (1985b) 南部北上帯世田米地方の石炭系岩相層序, その2 世田米亜帯横田地域。地質雑, 91, 245-258.
- 川村信人 (1985c) 南部北上帯世田米地方の石炭系岩相層序, その3 大股亜帯加労沢～生出地域。地質

- 雑, 91, 341-352.
- 川村信人・川村寿郎 (1981) 南部北上帯下部石炭系層序の再検討. 構造地質研究会誌, No.26, 31-41.
- 川村寿郎・川村信人 (1989a) 南部北上帯の石炭系 (その1) - 層序の総括 -. 地球科学, 43, 84-97.
- 川村寿郎・川村信人 (1989b) 南部北上帯の石炭系 (その2) - 構成岩類の形成環境 -. 地球科学, 43, 157-167.
- 湊 正雄 (1966) 南部北上山地の古生界と安倍族造山運動. 松下進教授記念論文集, 143-159.
- 湊 正雄・橋本誠二・陶山国男・武田裕幸・鈴木淑夫・木村昭二・山田一雄・垣見俊弘・市川輝雄・末富宏 (1953) 世田米地方の石炭紀層の層序と化石帯. 地質学雑誌, 59, 385-399.
- 湊 正雄・武田裕幸・加藤 誠 (1959) 本邦古生層中の火山岩類について 第2報 石炭系. 地質学雑誌, 65, 165-170.
- Miyashiro, A. (1973) The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19, 218-224.
- Miyashiro, A. (1974) Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Amer. Jour. Sci.*, 274, 321-355.
- Miyashiro, A. (1975) Classification, characteristics, and origin of ophiolites. *Jour. Geol.*, 83, 249-281.
- Mullen, E.D. (1983) MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 62, 53-62.
- Pearce, T.H., Gorman, B.E. and Birkett, T.C. (1975) The TiO₂-K₂O-P₂O₅ diagram: a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 24, 419-426.
- Pearce, T.H., Gorman, B.E. and Birkett, T.C. (1977) The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36, 121-132.
- Pirsson, L.V. (1915) The microscopical characters of volcanic tuffs - a study for students. *Amer. Jour. Sci.*, 40, 191-211.
- Rhodes, J.M. (1973) Major and trace element chemistry of basalts from LEG 9 of the Deep Sea Drilling Project. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 54, 1014-1015.
- 杉崎隆一 (1974) 北上山地の古生代火山活動. 地質学論集, No.10, 21-24.
- 周藤賢治・伊藤利夫・八島隆一 (1985) 栃木県茂木上北部地域に産する第三紀高TiO₂ソレイアイト. 岩鉱, 80, 246-262.

川村 信人, 1997, 南部北上帯世田米地域の前期石炭紀島弧型火山岩類の産状と化学組成. 川村信人・岡 孝雄・近藤 務編「加藤誠教授退官記念論文集」, 77-92. (Makoto Kawamura, 1997, Occurrence and chemical composition of the Early Carboniferous island arc-type volcanic rocks of the Setamai District, South Kitakami Terrane, N.E. Japan. *In* Kawamura, M., Oka, T. and Kondo, T. (eds.), *Commem. Vol. Prof. M. Kato*, 77-92.)