

南部北上山地気仙沼大島に分布する前期白亜紀火山岩類の産状

土谷 信高*・千葉 達也†・高橋 和恵*・和田 元子*

(1997年6月30日受理)

I はじめに

アジア大陸東縁部の前期白亜紀沈み込みに伴う島弧性火成活動は、若い海洋地殻の沈み込みで特徴づけられる特異な深成岩類を主とする (Tsuchiya and Kanisawa, 1994)。これらの深成岩類に伴う火山岩類は、深成岩類よりもやや早期に活動したと考えられている。火山岩類は、カルクアルカリ質～アルカリ質のかんらん石玄武岩・輝石安山岩・角閃石安山岩・デイサイト・流紋岩といった広い組成範囲を示すとされているが (Kanisawa, 1974; 滝沢ほか, 1974; 島津, 1979 など), 詳しい岩石学的検討はなされていない。また、これらの火山岩類の火山地質学的検討や年代学的検討なども、ほとんどなされていないと言って良い。したがって、前期白亜紀火山岩類の地質学的・岩石学的特徴を明らかにすることは、東北日本白亜紀火成活動の変遷を明らかにする上でも、また日本列島の中生代のテクトニクスを解明する上でも重要な意義を持つ。

北上山地の前期白亜紀火山岩類の分布は、北部北上帯では陸中海岸沿いの帯状の地域に限られ、南部北上帯では広い範囲にわたることが特徴である (図1)。北部北上帯には、青森県八戸市～岩手県山田町の陸中海岸一帯に、原地山層 (三崎酸性火山岩類・黒崎酸性火山岩類を含む) が分布する。また南部北上帯には、海岸部に仙磐山層・綾里層・合足層・尾崎層・大船渡層群・鼎浦層・新月層・山鳥層などが、内陸部に六角牛層・猫川層・馬木ノ内層・土倉層・姥石層・山毛樺峠層などが分布する (生出ほか, 1989)。宮城県気仙沼市大島付近には、これらのうちの鼎浦層が分布する。

この地域の上部ジュラ系～下部白亜系は、多くの化石を産するため、古くから研究されている (志井田, 1940; 小貫, 1956; Sato, 1958; 神戸・島津, 1961; Takahashi, 1973 など)。これまでの研究では、鼎浦層は大島層群最下部に位置しており、上部ジュラ系～最下部白亜系の鹿折層群を、整合 (志井田, 1940; Tanaka, 1977) あるいは不整合 (半沢, 1954; 小貫, 1969) で覆うとされた。竹谷 (1987) は、それまで鹿折層群最上部とされていた磯草層・長崎層を鼎浦層と同時異相とみなし、大島層群に含めた。また奈良ほか (1994) は、詳細な地質調査と放散虫化石の検討から、鹿折層群最上部の磯草層・長崎層と大島層群最下部の鼎浦層との関係は不整合であるとし、南部北上地塊のユーラシア大陸東縁への衝突による造構作用との関連を示唆した。

以上のように、鼎浦層と周囲の地層との関係に関しては様々な見解が示されている。これら

* 岩手大学教育学部地学教室

† 現在岩手県分化振興事業団事務局

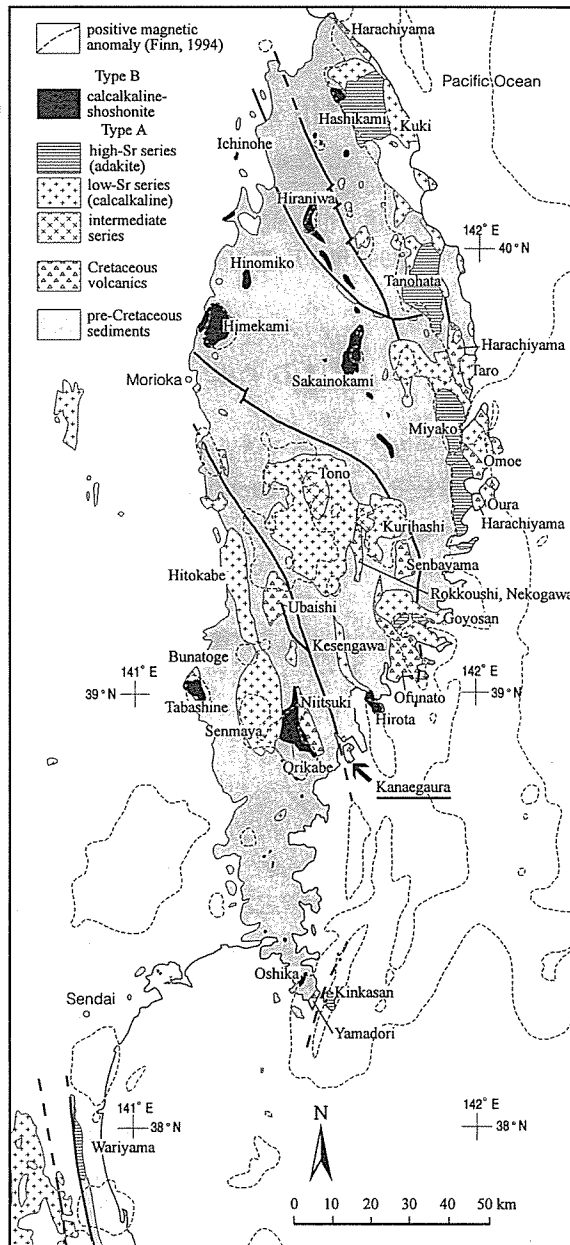


図1 北上山地白亜紀火成岩類の分布。Tsuchiya and Kanisawa (1994) による白亜紀深成岩類の分類と主要な白亜紀火山岩類を含む地層の名称を示す。破線は Finn (1994) による 100 nT 以上の正の地磁気異常帯。

のうち奈良ほか(1994)は、それまでの見解を踏まえた上で新たなデータを積み重ねたものであり、当時における一応の結論を示したものである。筆者らは、前期白亜紀火山活動の時間変化を明らかにするために、鼎浦層の火山岩類の地質学的特徴、特に周囲の地層との関係について調査した。それらの産状を詳細に検討した結果、奈良ほか(1994)とは異なる結論が得られた。本報告では、主として鼎浦層と他の地層との関係について述べ、また予察的に検討した全岩化学組成の特徴についても簡単にふれる。

II 地質概説

南部北上帯は、先シルル系の基盤岩類と、浅海性堆積岩類を主とするシルル系～下部白亜系から構成される。これらのうち、時代的に新しい三畳系から下部白亜系は、南部北上帯南東部に3列に分布している(生出ほか, 1989)。宮城県気仙沼市大島は、これら3列のうちの中列に位置し、南にプランジした綱木坂向斜の軸部の最南端に相当する。

調査した範囲は、気仙沼市大島の大部分と、大島瀬戸をはさんだ気仙沼市の小々汐南方の鼎浦層分布地域である(図2)。綱木坂向斜の軸部に沿い、北からアルコース砂岩および灰～黒色泥岩からなる小々汐層、玄武岩～安山岩質火山岩類を主とする鼎浦層、砂岩・シルト岩・石灰岩などからなる横沼層が分布する。また、向斜の西翼には主として黒色泥岩からなる磯草層が、また東翼には同様の黒色泥岩からなる長崎層が、それぞれ小規模に分布している。磯草層と長崎層は岩相および産出化石が類似しているため、一括して小々汐層に含めるべきだという考えもあるが(Takahashi, 1973; Takizawa, 1985)、ここでは奈良ほか(1994)に従い従来通りの名称を使用した。

なお、鼎浦層の玄武岩から 122 ± 9 Maの全岩K-Ar年代が報告されている(柴田ほか(1977)およびShibata *et al.* (1978)の値をSteiger and Jäger, (1977)の崩壊定数に換算したもの)。この年代は、やや誤差は大きいものの、これまでに報告された北上山地の前期白亜紀深成岩類・火山岩類の年代値の範囲に入る。

本調査地域には、多くの岩脈類が産出する。最も大規模なものは、小々汐南方の小々汐層中に、約1kmにわたって分布するホルンブレンド石英閃緑斑岩である。これ以外にも小規模な岩脈が、ホルンブレンド石英閃緑斑岩、葡萄東方の小々汐層、磯草層、横沼北西方の横沼層、龍舞崎北方の横沼層などに貫入している。これらのうち最も規模の大きいものは、葡萄東方の海岸に約100mにわたって分布する不規則な形態の普通輝石玄武岩である。また磯草層中に貫入するものは、約5m×10mの斜長石斑状かんらん石普通輝石玄武岩である。これ以外の岩脈類は全て厚さ1m以下の小規模なものであり、ほとんどが変質の著しい輝石(?)玄武岩であるが、龍舞崎北方の横沼層を貫くものはホルンブレンド安山岩である。このほか神戸・島津(1961)は、鼎浦層中にいくつかの玄武岩岩脈を記載しているが、今回の調査では確認できなかった。

また大島南部においては、第四紀の千岩田層・松崎層が鼎浦層・横沼層を覆っている(神戸・島津, 1961)。

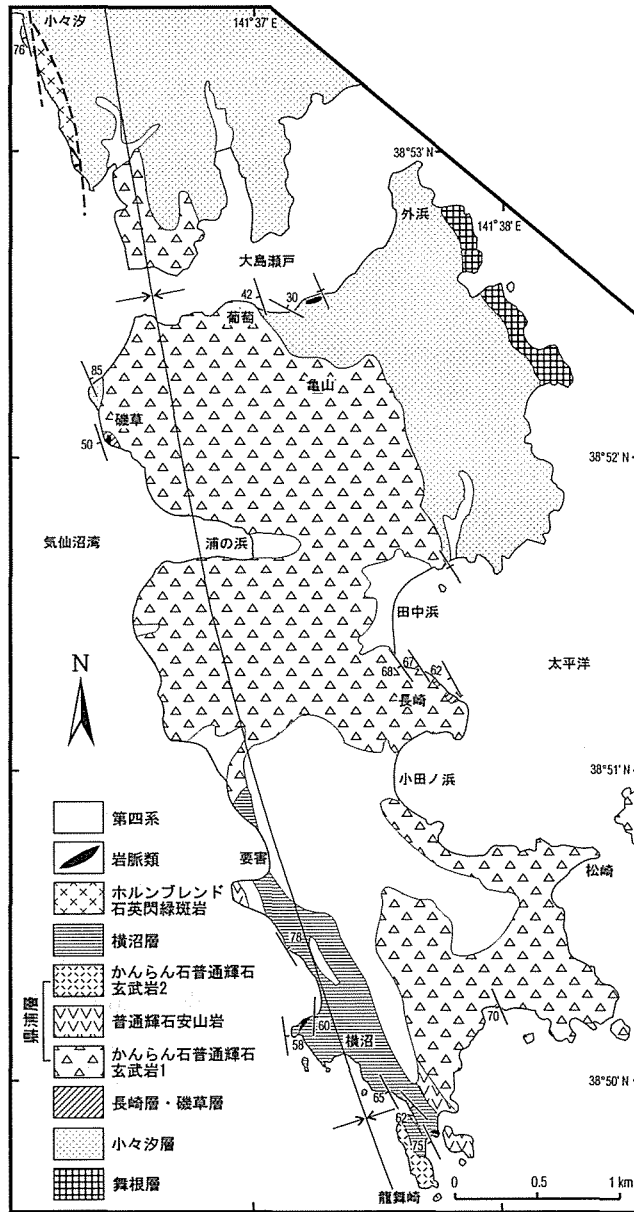


図2 気仙沼大島付近の地質図。舞根層および第四系の分布に関しては、神戸・島津（1961）および奈良ほか（1994）に従った。

Ⅲ 火山岩類の産状

1. 鼎浦層の火山岩類の岩相区分

鼎浦層の火山岩類は、岩質的にはかんらん石普通輝石玄武岩が主体である（かんらん石普通輝石玄武岩1）。現在のところ、これを細分するのは困難なため、ここではかんらん石普通輝石玄武岩1として一括する。産状としては、溶岩および凝灰角礫岩が大部分であり、厚さ1m程度以下の葉理の発達した凝灰岩をはさむことがある。溶岩は塊状で特定の構造を示さない場合が多く、大島の南部に卓越する。これらのうち、北西部の浦の浜付近のものは斜長石斑晶に富み普通輝石斑晶がほとんど認められない。またそれ以外の地域のものは普通輝石斑晶に富み、しばしば最大径1cmの大型の普通輝石斑晶を含む（図版3-2）。石基はインターグラニューラー～インターサータル、一部ではハイアロピリティック組織を示し、いずれの場合も斜方輝石は含まれない。また凝灰角礫岩は塊状無層理で淘汰が悪く、数10cm以下のかんらん石普通輝石玄武岩の角礫～亜角礫を含む基質支持礫岩である。凝灰角礫岩は、主として大島の北部に卓越する。これらに含まれる角礫の斑晶鉱物の量比および石基の組織は変化に富んでいるが、主体をなすのは大島南部の溶岩と同様の大型の普通輝石斑晶を含むものである。角礫岩の礫としては、このほかホルンブレンド安山岩やホルンブレンド普通輝石安山岩を含む場合もあり、最下部の小さ汐層・磯草層・長崎層との境界近くにはこれらの安山岩質角礫が多く含まれる。

鼎浦層の構造は、かんらん石普通輝石玄武岩1の中の凝灰岩のはさみによって判定することができる。それによると、周囲の地層と調和的に綱木坂向斜の軸に沿った向斜構造をなしており、層厚は最大で1200mと推定される（奈良ほか、1994）。

大島南部の龍舞崎北東方の横沼層の下位には、かんらん石をほとんど含まずオパサイト化したホルンブレンドを含む普通輝石安山岩質溶岩～火砕岩が分布する（普通輝石安山岩；図版3-5）。これはかんらん石普通輝石玄武岩1の上位に位置しているが、両者の直接の接触部は観察されない。また龍舞崎北西方の要害ノ鼻付近においては、向斜軸の西翼に無斑晶質安山岩溶岩（図版4-1）が分布する。この岩石にはしばしば流理構造が認められるが、その走向はほぼ南北で55°程度の東傾斜を示し、周囲の地層の層理面と大体一致している。ごくわずかの斜長石・普通輝石微斑晶以外の斑晶を含まないことと、後述の全岩化学組成がやや異なることから、龍舞崎付近の安山岩とは異なるものであるかもしれない。しかしながら、現在のところはデータが不十分なため、取り敢えず一括して普通輝石安山岩として扱う。

龍舞崎付近においては、普通輝石安山岩の上位に横沼層が重なり（接触部は観察されない）、そのさらに上位にかんらん石普通輝石玄武岩質火砕岩～溶岩が累重している。火砕岩は、30cm以下のハイアロピリティック組織～インターグラニューラー組織を示すかんらん石普通輝石玄武岩の角礫（図版4-2）と、それらを充填する同質のガラス片や結晶片からなる基質（図版4-3）から構成され、それ以外の岩石片や鉱物片をほとんど含まないことが特徴である。この岩石は、その組織からハイアロクラスタイトであると判断される。また、後述する全岩化学組成は玄武岩1とは明らかに異なるため、かんらん石普通輝石玄武岩2として区分した。

以上のように、鼎浦層は、かんらん石普通輝石玄武岩1によって主要部が構成され、上部には普通輝石安山岩が、また横沼層を挟んで最上部にはかんらん石普通輝石玄武岩2が分布する。鼎浦層の火山岩類は、全体として低温の変成作用を蒙っており（守屋、1969）、ぶどう石、

パンペリー石、緑泥石、緑れん石などが普通に含まれる。また、かんらん石は全てが緑泥石や炭酸塩鉱物などに置き換えられた仮像として産し、形態からかんらん石と判断されるのみである(図版3-1)。守屋(1969)は、変成を受けていないかんらん石ソレイトの岩脈も存在することを記載しているが、今回の調査では認められなかった。

2. 鼎浦層と磯草層との関係

磯草の道路工事現場(この露頭は現在では失われている)と磯草海岸付近では、鼎浦層と磯草層の関係が良く観察される。道路工事現場の法面には、鼎浦層の(かんらん石?)普通輝石玄武岩質凝灰角礫岩が、磯草層の黒色泥岩中に不規則な形態のブロックとして包有されている(図版1-2, 3)。またこの凝灰角礫岩ブロックと泥岩との境界部を顕微鏡下で観察すると、しばしば境界が不明瞭になり、両者が混合したように見える部分もある(図版3-3)。このような産状は、泥岩と凝灰角礫岩が互いに未固結の状態で、海底地滑り等により混合した可能性を示すものである。なお、凝灰角礫岩の角礫には多様な岩石が含まれるため、これらは1次的な火山活動によって形成されたものではなく、2次的な堆積物である可能性が高い。

また、磯草の海岸付近の露頭では、鼎浦層の火山岩類と、磯草層の泥岩・砂岩との関係が観察される。図3はその例を示したものである。かんらん石普通輝石玄武岩質凝灰角礫岩~火山礫凝灰岩や同質の溶岩が、黒色泥岩・石英に富むアルコース砂岩と入り交じって産し、それらは引き伸ばされたり、引きちぎられたりする様子が観察される。かんらん石普通輝石玄武岩質溶岩の部分は、斜長石斑晶をほとんど含まないことが特徴であり、ハイアロピリティック組織を示す著しく発泡した石基を有する。泥岩との境界部では細粒となり、しばしば角礫状のブロックとなって泥岩中に取り込まれている(図版2-4)。この様な産状は、かんらん石普通輝石玄武岩質溶岩あるいは貫入岩が、まだ固結していなかった泥岩中に噴出あるいは貫入し、その末端部がハイアロクラスタイトとなることによって形成されたものと解釈される。また凝灰角礫岩には、同質のかんらん石普通輝石玄武岩の角礫が多く含まれるが、それらの斑晶鉱物の量比や石基の粒度は著しく変化に富む場合がある(図版2-3)。さらに、ホルンブレンド安山岩やホルンブレンド普通輝石安山岩などの、それらとは異質な角礫を多く含む部分もある。このことから、角礫岩の部分には、ハイアロクラスタイトがさらに二次的に堆積したもや、ハイアロクラスタイトとは別の火山碎屑物などが含まれているかもしれない。

ここで重要なことは、これらの火山岩類が、泥岩・砂岩とともに引き伸ばされたり引きちぎられたりする未固結時変形を蒙っていることである。なお、砂岩は円磨度の低い石英碎屑粒子を多く含むアルコース砂岩であり、小々汐層の主体を成すアルコース砂岩と大変良く類似している。したがって、この砂岩は小々汐層の一部である可能性がある。

3. 鼎浦層と長崎層との関係

鼎浦層と長崎層との関係は、田中浜南方~長崎付近の海岸において、連続的に観察することができる。奈良ほか(1994)は、鼎浦層が長崎層を傾斜不整合に覆うとしているが、彼らによる長崎層・鼎浦層の境界から約100m北西の海岸において、長崎層と思われる黒色泥岩が数mにわたって露出しているのを見い出された。この黒色泥岩は周囲の玄武岩質凝灰角礫岩と不規則な境界で接しており、また凝灰角礫岩の不規則な形状のブロックを包有している(図版1-4, 5)。このブロックとして包有される凝灰角礫岩中には、ホルンブレンド安山岩・ホルンブレン

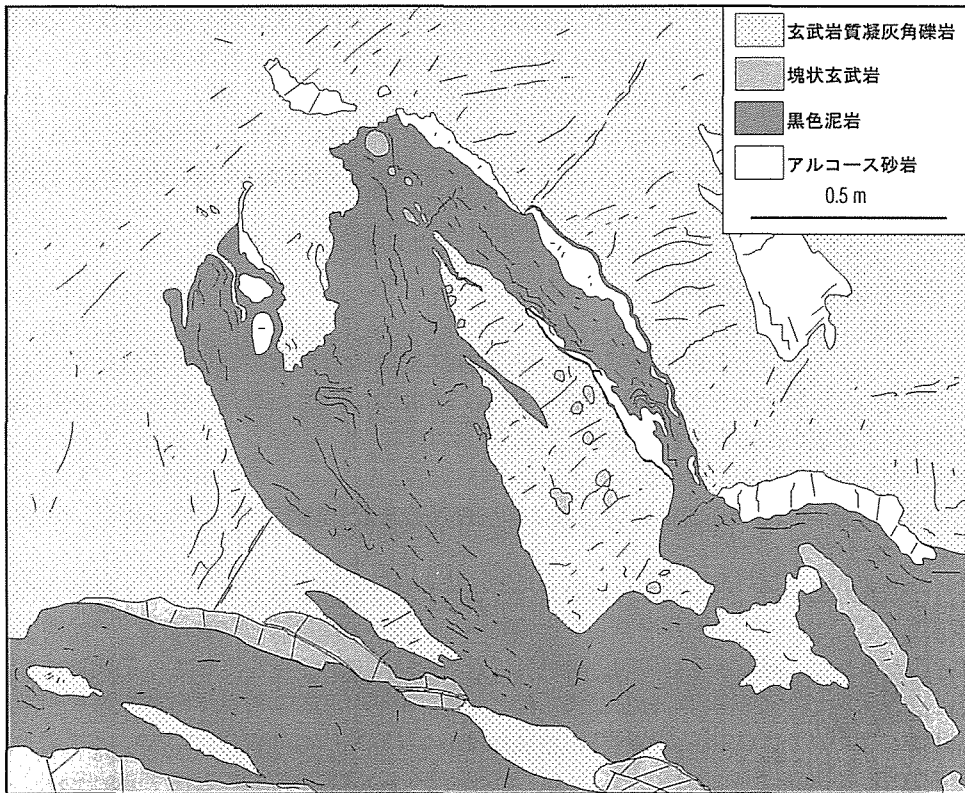


図3 鼎浦層の火山岩類と磯草層の泥岩との関係を示すスケッチ。鼎浦層の玄武岩質凝灰角礫岩・塊状玄武岩（かんらん石普通輝石玄武岩1）と磯草層の泥岩・アルコース砂岩は、一体となって未固結時変形を受けている。なお、アルコース砂岩は小々汐層中のものと区別できない。

ド普通輝石安山岩・普通輝石安山岩の角礫やそれらの碎屑物が多量に含まれている。また、黒色泥岩の周囲の玄武岩質角礫凝灰岩には、ハイアロピリティック組織を示すかんらん石普通輝石玄武岩1と同質の角礫や結晶片・ガラス片のほか、ホルンブレンド安山岩・ホルンブレンド普通輝石安山岩などの角礫や結晶片も含まれる（図版2-5, 3-4）。以上のように、凝灰角礫岩には様々な礫が含まれることから、1次的な火山活動によって形成されたものではないかもしれない。いずれにしても、これらの凝灰角礫岩類のブロックは、黒色泥岩が未固結の時期にもたらされたことは間違いない。

この黒色泥岩露頭から南東には、約100mにわたってかんらん石普通輝石玄武岩質凝灰角礫岩が連続する。この部分の凝灰角礫岩中には、植物破片や樹幹化石がしばしば含まれている。樹幹化石には、最大径5cm長さ50cmに達するものがある。樹幹化石の存在は、それらの植物遺体を供給した陸地が近くに存在した可能性を示している。鼎浦層の他の部分からは、このような植物化石は見い出されていないので、鼎浦層堆積当時の陸地の分布を示す手掛りとして重要であろう。

この凝灰角礫岩は、約100m南東方において、長崎層本体の砂質泥岩を直接覆っている。境界部付近の砂質泥岩には、玄武岩～安山岩質角礫が含まれている。これらの玄武岩～安山岩質

角礫は、鼎浦層のものとは区別できず、長崎層と鼎浦層とは漸移的に移り変わる様に見える。したがって、長崎層の砂質泥岩の堆積と鼎浦層の火成活動の開始は、ほぼ連続的であったと見ることができる。長崎層の砂質泥岩～黒色泥岩は約 110m にわたって連続し、玄武岩質凝灰角礫岩と断層で接している（奈良ほか，1994）。この断層付近には、粘土化や角礫化、あるいは著しい剪断変形などは全く認められない。以上のことから、この断層は変位の小さいごく小規模なものだと思われる。

4. 鼎浦層と小々汐層との関係

小々汐層最上部と鼎浦層との関係は、田中浜北東の海岸で良く観察される。そこでは、小々汐層のアルコース砂岩と玄武岩質凝灰岩～火山礫凝灰岩とが、互層をなして堆積していたり、両者が不規則な境界で接しているのが観察される（図版 2-2）。この場合の凝灰岩・凝灰角礫岩は、鼎浦層主要部のかんらん石普通輝石玄武岩 1 のほか、ホルンブレンド安山岩・ホルンブレンド普通輝石安山岩などの礫をかなり多く含む特徴がある。これらの安山岩類が、鼎浦層最下部で実際に活動したものか、あるいは単に外来礫として取り込まれたものかは明らかではない。

また磯草北方海岸の一杯森付近においては、小々汐層の石英に富むアルコース砂岩が小規模に露出するが、この砂岩と鼎浦層あるいは磯草層との直接の関係は観察されない。しかし、すでに述べたように、磯草層と鼎浦層との境界付近においては、小々汐層のものと区別できない石英に富むアルコース砂岩がしばしば含まれている。そしてこの砂岩は、周囲の岩石と同様の未固結時変形を蒙っている。長崎層分布地域には小々汐層類似の砂岩は認められないが、鼎浦層最下部の凝灰角礫岩中においては、しばしば小々汐層の砂岩中のものと良く似た円磨度の低い石英碎屑粒子を多く含む部分がある。この様な石英粒子は、葡萄海岸西部から小々汐層との境界部付近の広い範囲にわたって見いだされる。一方、固結したアルコース砂岩の礫は全く見いだされていない。これは、鼎浦層最下部の堆積時には、小々汐層のアルコース砂岩は未固結であった可能性を示していると思われる。

以上のように、鼎浦層の最も早期の火成活動は、小々汐層のアルコース砂岩が未固結の時期に開始された可能性が高い。

5. 鼎浦層と横沼層との関係

鼎浦層の主体をなすかんらん石普通輝石玄武岩 1 は、龍舞崎北方において普通輝石安山岩と接している。直接の接触部は観察されないが、普通輝石安山岩はかんらん石普通輝石玄武岩の上位に載るものと思われる。普通輝石安山岩は溶岩～凝灰角礫岩であり、最大層厚は 100m 程度である。その上位に横沼層が位置するが、直接の関係は観察されない。

龍舞崎の 1km 北西方の要害ノ鼻付近においては、横沼層の下位に無斑晶質安山岩溶岩が分布する。これは、向斜軸の西翼に出現した同一の安山岩層と考えられるが、後述するように全岩化学組成はやや異なる。

龍舞崎北方約 500m の横沼層中には、直接の接触部は観察されないが、厚さ約 10m の杏仁状組織を示す玄武岩質溶岩が分布する。この岩石は、斑晶として普通輝石と少量のかんらん石を含み、石基は著しく発泡して杏仁を多く含むハイアロピリティック組織を示す。またこの付近の横沼層には、変質した斜長石結晶や少量の破片状の普通輝石結晶などの火山碎屑物を多く含

む砂岩が卓越する(図版3-6)。そのさらに上位には、かんらん石普通輝石玄武岩2が累重している。かんらん石普通輝石玄武岩2と横沼層との関係は、龍舞崎北方約250mの乙姫窟付近で良く観察される。両層の境界部は一般にかなり不規則であり、横沼層の砂岩中に玄武岩質角礫が出現し、漸移的に凝灰角礫岩に移化している部分もある。凝灰角礫岩は、30cm以下のハイアロピリティック組織～インターグラニュラー組織を示すかんらん石普通輝石玄武岩の角礫と、それらを充填する同質のガラス片や結晶片からなる基質から構成されるハイアロクラスタイトである(図版4-2, 3)。それ以外の岩石片や鉱物片はほとんど含まれないが、基質にはしばしば貝化石が含まれる(図版2-6)。以上の産状および岩石の特徴から、かんらん石普通輝石玄武岩2は、横沼層堆積時の海底火山活動により形成された溶岩流～ハイアロクラスタイトであると考えることができる。

6. 岩脈類の産状

岩脈類で最も大規模なホルンブレンド石英閃緑斑岩に関しては、奈良ほか(1994)はこの岩体が小々汐層中に貫入しているように表現している。今回の調査では、北部の境界において、小々汐層とホルンブレンド石英閃緑斑岩とが、ほぼ南北走向で58°西傾斜の断層で接しているのが観察された。それ以外の境界においては、両者の直接の接触部は観察されないが、ホルンブレンド石英閃緑斑岩には急冷縁や境界に向かって細粒化する傾向は、全く認められなかった。以上のことから、この岩石は小々汐層とは断層で接しているものと考えられ、それらの前後関係は判定できない。またホルンブレンド石英閃緑斑岩には、しばしば杏仁状組織を示すかんらん石普通輝石玄武岩やインターグラニュラー組織を示す輝石(?)安山岩などの岩脈が貫入している。これらは、後述のように、鼎浦層の火山岩類と類似した岩石化学的性質を示す。このことから、ホルンブレンド石英閃緑斑岩の活動は、鼎浦層よりも古いものである可能性が考えられる。

葡萄東方の海岸に分布する普通輝石玄武岩岩脈は、小々汐層の砂岩とは不規則な境界で接している(図版1-1, 2-1)。また、小々汐層の泥岩と接触する部分では、玄武岩が不規則な形状のブロックとなって泥岩中に取り込まれている(図版4-4)。この様な産状から、この玄武岩岩脈は、小々汐層が未固結時に貫入したものと思われる。この岩脈の岩石化学的性質は不明であるが、鼎浦層と関連する火成活動の産物、あるいは鼎浦層の火山岩類のfeeder dikeである可能性も充分考えられる。

磯草層中に貫入するかんらん石普通輝石玄武岩岩脈は、磯草層の泥岩とほぼ平面的ながら細かく入り組んだ境界面で接している。この岩脈の岩相は、鼎浦層のかんらん石普通輝石玄武岩1の溶岩と良く似ているため、それらと関連するものと考えられる。

IV 全岩化学組成

以上の火成岩類のうち、鼎浦層の火山岩より9個と岩脈類から6個の試料を選び、全岩化学組成の予察的な検討を行なった。測定には、福島大学教育学部の理学電機製 RIX2000 に Rh 管球を装着した蛍光 X 線分析装置を使用した。今回測定を行ったのは、主成分では Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P の 10 元素と灼熱減量であり、微量成分は、V, Cr, Co, Ni, Ga, Pb, Rb, Sr, Ba, Th, Y, Zr, Nb, Ce の 14 元素である。試料の調整法と分析法は Kimura and Yamada

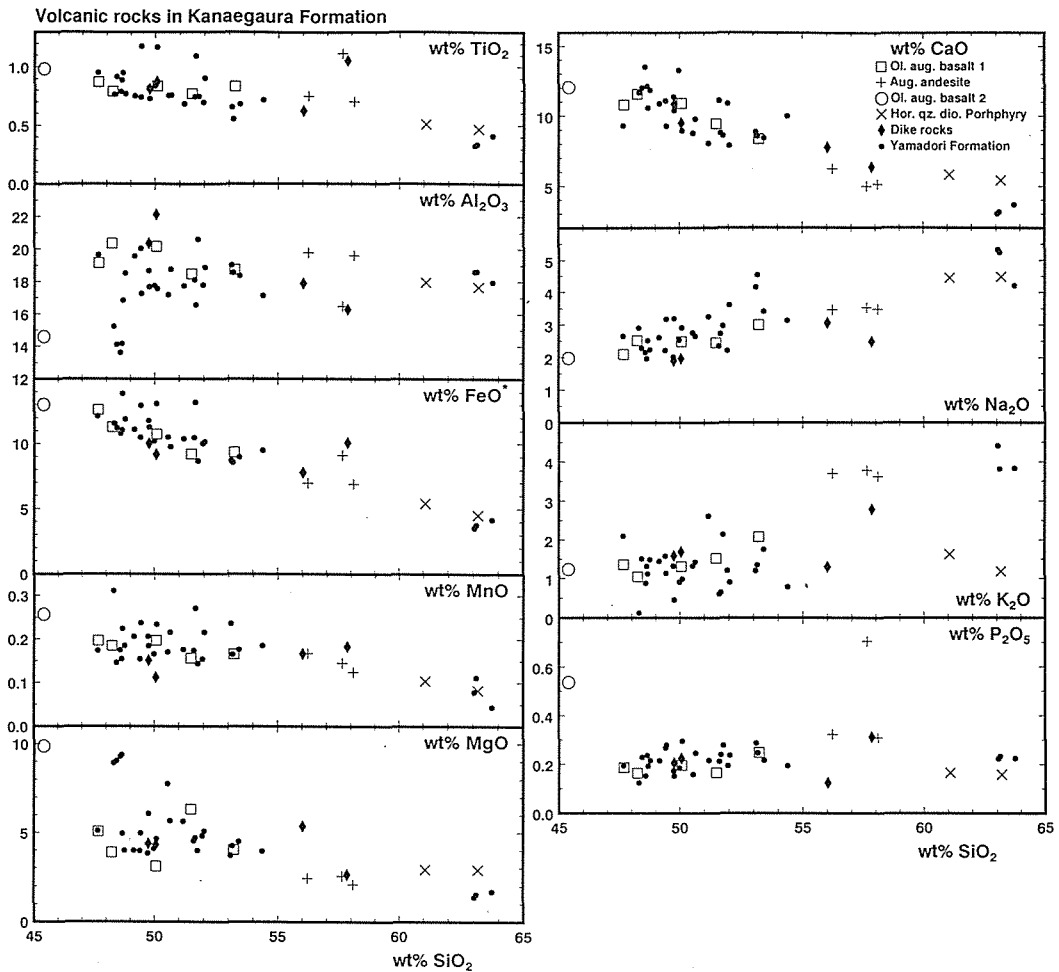


図4 鼎浦層の火山岩類および気仙沼大島付近の岩脈類の主成分化学組成のSiO₂変化図。灼熱減量を除いた合計が100%になるよう再計算してプロットした。山鳥層の火山岩類（土谷，未公表資料）との比較を示す。

(1996) に従った。分析結果を表1に示す。

図4に、SiO₂に対する各主成分酸化物の変化図を示す。ただし、強く変質した試料も含まれているため、灼熱減量を除いた合計が100%になるよう再計算してプロットした。図には、牡鹿半島付近の山鳥層中の火山岩類（土谷，未公表資料）も比較のためにプロットしてある。

TiO₂・FeO*・MnO・MgO・CaOは、SiO₂の増加にともないほぼ一様に減少する傾向を示す。また、Al₂O₃・P₂O₅はSiO₂の増加に対してほぼ一定であり、Na₂O・K₂Oはやや増加するトレンドを示す。しかしながら、かんらん石普通輝石玄武岩2は他の岩石の傾向からやや外れる傾向がある。また、普通輝石安山岩のうちの1個（要害ノ鼻付近の無斑晶質安山岩）は、P₂O₅・TiO₂が他の岩石よりも高い。全体として、鼎浦層の火山岩類は、山鳥層のものと同様に似ているようである。

岩脈類に関しては、玄武岩質のものは鼎浦層の火山岩類の化学組成と良く似ていると言え

る。安山岩質の岩脈類に関しては、ホルンブレンド石英閃緑斑岩中に貫入するものは鼎浦層の火山岩類に類似するが、横沼層に貫入するホルンブレンド安山岩は K_2O に乏しい。一方、ホルンブレンド石英閃緑斑岩に関しては、 SiO_2 が高い割には K_2O が低く、鼎浦-山鳥の火山岩のトレンドとは著しく異なる。

図5に、 SiO_2 に対する微量成分元素の変化図を示す。主成分元素の場合とほぼ同様の傾向が認められるが、かんらん石普通輝石玄武岩1とかんらん石普通輝石玄武岩2のちがいは一層明瞭になる。すなわち、かんらん石普通輝石玄武岩2は、Cr・Niに富むより未分化な特徴を示しながら、Th・Zr・Nb・Ceなどのインコンパティブル元素には富むという特徴を示す。これは、かんらん石普通輝石玄武岩1とかんらん石普通輝石玄武岩2の起源物質が異なる可能性を示すものである。

岩脈類に関しても、主成分元素の場合と同様の傾向が認められる。特に、横沼層に貫入するホルンブレンド安山岩が鼎浦層のものよりもインコンパティブル元素に乏しいことが明瞭である。また、ホルンブレンド石英閃緑斑岩に関しては、鼎浦層の火山岩のトレンドと異なることは明瞭であり、Srに富みYに乏しいことが特に目につく。

V 考 察

これまでに述べてきたように、鼎浦層は、礫草層、長崎層、および小々汐層最上部の一部と不規則な境界で接している。奈良ほか(1994)は、これを「鼎浦層が小々汐層の堆積面を削り込んで堆積している」と解釈し、鼎浦層と小々汐層・礫草層・長崎層の関係は「かなりの起伏を持つ傾斜不整合」であると認定した。しかしながら、それらの層の境界を詳細に検討した結果、小々汐層・礫草層・長崎層が固結後に削割された証拠は見い出されなかった。鼎浦層と礫草層の関係については、鼎浦層の玄武岩質溶岩の末端部が礫草層の泥岩中でハイアロクラスタイトとなっていること、鼎浦層の火山岩類は礫草層の泥岩・砂岩とともに未固結時変形を蒙っていることが確認された。また鼎浦層と長崎層に関しては、長崎層の黒色泥岩が未固結の時期に鼎浦層の凝灰角礫岩ブロックがもたらされたこと、長崎層最上部の砂質泥岩には鼎浦層のものと見られる玄武岩～安山岩質角礫が含まれること、などが明らかとなった。さらに鼎浦層と小々汐層に関しては、小々汐層のものと良く似た砂岩が鼎浦層の火山岩類とともに未固結時変形を受けていること、小々汐層のアルコース砂岩と玄武岩質凝灰岩～火山礫凝灰岩とが互層をなすこと、鼎浦層最下部の凝灰角礫岩中にしばしば小々汐層の砂岩中のものと良く似た円磨度の低い石英碎屑粒子が多く含まれること、などが確認された。

これらの産状は、鼎浦層の火山活動やそれらの堆積作用が起こった時点には、小々汐層・礫草層・長崎層の3層はまだ固結していなかったことを示している。すなわち、鼎浦層最下部は、礫草層、長崎層、および小々汐層最上部とほぼ同時に形成されたと考えることができる。奈良ほか(1994)は、放散虫化石から礫草層・長崎層の年代を Valanginian であると断定しているが、それが正しいとすると、鼎浦層の火山活動は Valanginian に開始されたと推定することができる。さらに、鼎浦層の火山活動の開始時期と鹿折層群最上部との間には、奈良ほか(1994)が推定した長い時間間隙や造構運動は存在しなかったことになる。これは、前期白亜紀の東北日本の地史を考察する上で重要な意味を持つと考えられる。

また、鼎浦層のかんらん石普通輝石玄武岩2は、横沼層の堆積時に起こった海底火山活動の

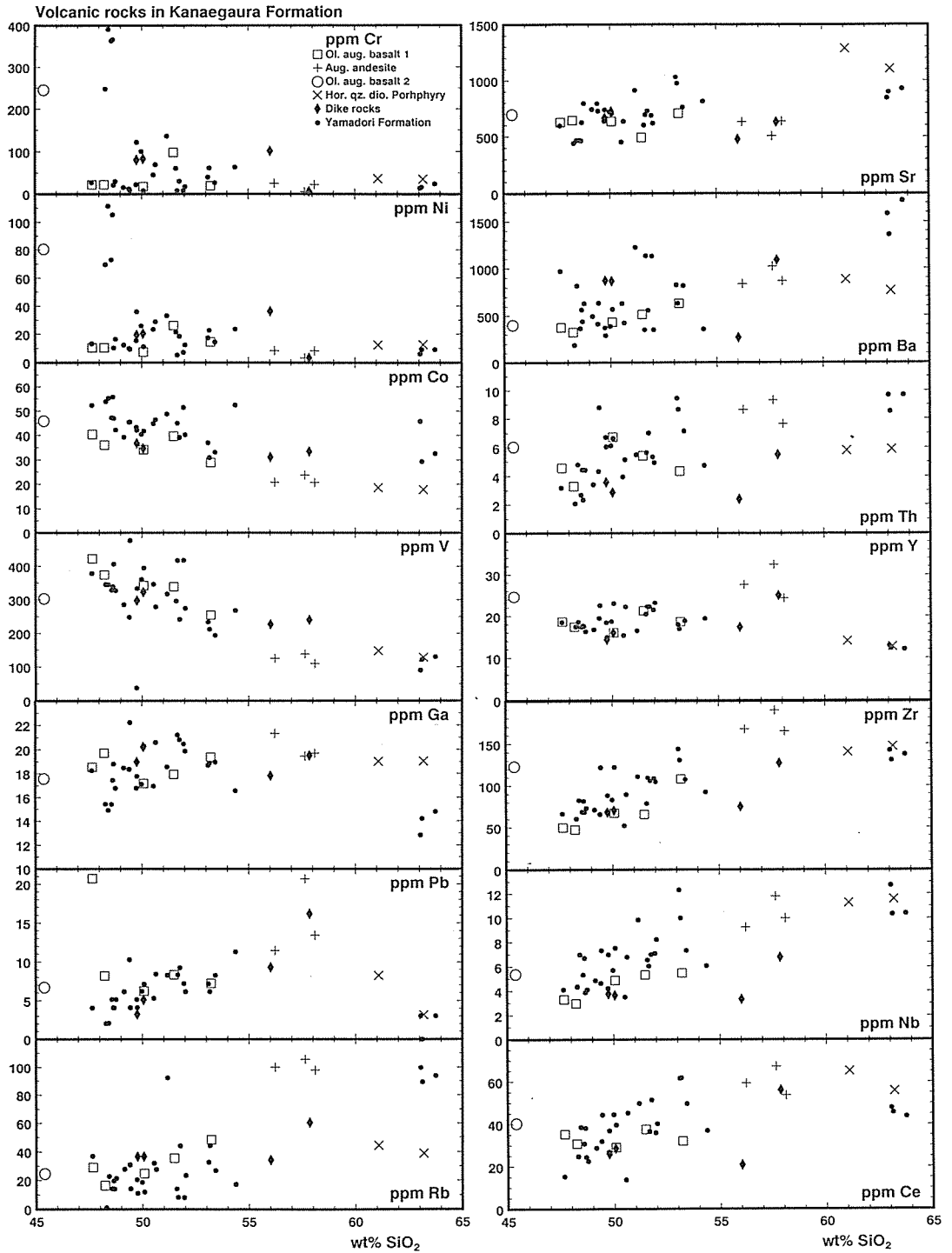


図5 鼎浦層の火山岩類および気仙沼大島付近の岩脈類の微量元素化学組成のSiO₂変化図。灼熱減量を除いた合計が100%になるよう再計算してプロットした。山鳥層の火山岩類（土谷、未公表資料）との比較を示す。

産物と考えられる。横沼層の化石年代は Hauterivian~Barremian と考えられることから (Yabe and Shimizu, 1926; 小島, 1988), 鼎浦層の火山活動は Valanginian に開始され, Hauterivian~Barremian まで継続したと推定される。さらに, 横沼層とほぼ同時に活動したと考えられるかんらん石普通輝石玄武岩 2 は, 鼎浦層の主体をなすかんらん石普通輝石玄武岩 1 とは異なる岩石化学的性質を示し, 両者の起源物質は異なっていた可能性がある。このことは, 鼎浦層の火山活動が開始された Valanginian から, かんらん石普通輝石玄武岩 2 が活動した Hauterivian~Barremian の間に, マグマの起源物質を変化させるような何らかの事件が起こった可能性を示す。この点も, 前期白亜紀の東北日本のマグマ生成機構の変遷について重要な意味を持つと考えられる。

さらに, 小々汐南方に産するホルンブレンド石英閃緑斑岩は, 鼎浦層の火山岩類とは岩石化学的性格が全く異なり, Sr に異常に富み $K_2O \cdot Y$ に乏しい特徴を示す。これは, やや SiO_2 含有量は低いものの, 沈み込んだ海洋地殻の部分溶融で形成されたとされているアダカイト (Defant and Drummond, 1990) に類似した特徴である。この岩石の形成年代は不明であるが, 北部北上帯のアダカイト質花崗岩体 (Tsuchiya and Kanisawa, 1994) との関連性なども重要な問題であると言える。

以上のように, 気仙沼大島付近に分布する鼎浦層, およびそれに伴う貫入岩類に関して, 東北日本の白亜紀地質構造発達史における重要な問題が提起されたことになる。

VI まとめ

1. 鼎浦層を構成する火山岩類は, その岩石学的特徴から, 主体をなすかんらん石普通輝石玄武岩 1, 上部の普通輝石安山岩, および横沼層をはさんだ最上部のかんらん石普通輝石玄武岩 2 に区分することができる。
2. 鼎浦層の玄武岩 1 は, 磯草層, 長崎層, および小々汐層最上部の一部と不規則な境界で接している。それらの境界部を詳細に検討した結果, 鼎浦層の堆積時には小々汐層・磯草層・長崎層の 3 層はまだ固結していなかったと結論される。
3. このことから, 磯草層・長崎層・小々汐層最上部と鼎浦層のかんらん石普通輝石玄武岩 1 は, ほぼ同時に形成されたことになる。したがって, 鼎浦層の火山活動の開始時期は, 磯草層・長崎層の堆積年代である Valanginian と考えられ, 鹿折層群最上部との間に著しい時間間隙がなかったことになる。
4. かんらん石普通輝石玄武岩 2 は, Hauterivian~Barremian と考えられる横沼層とほぼ同時に活動したと考えられ, 鼎浦層の主体をなすかんらん石普通輝石玄武岩 1 とは異なる化学組成を示すことから, 両者の起源物質は全く異なっていた可能性がある。このことは, Valanginian から Hauterivian~Barremian の間に, 発生するマグマの起源物質を変化させるような何らかの事件が起こった可能性を示している。
5. 小々汐南方に産するホルンブレンド石英閃緑斑岩は, Sr に富み $K_2O \cdot Y$ に乏しく, 沈み込んだ海洋地殻の部分溶融で形成されたとされているアダカイト (Defant and Drummond, 1990) に類似した特徴を示す。

謝辞

岩手大学教育学部地学教室の遠藤美智子・古川聡子・黒沢基央・佐々木加奈子の各氏には、野外調査にご協力いただいた。また、福島大学教育学部の真鍋健一・木村純一（現在島根大学総合理工学部）の両氏には蛍光 X 線分析装置を使用させていただくとともに、分析法について丁寧なご指導・ご助言を賜った。本研究には文部省科学研究費補助金（研究代表者：土谷信高，課題番号：06640574；研究代表者：加々美寛雄，課題番号：07304041）を使用した。以上の方々および関係各位に深く感謝する。

引用文献

- [1] Defant, M. J. and Drummond, M. S. (1990), Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, **347**, 662-665.
- [2] Finn, C. (1994), Aeromagnetic evidence for an buried Early Cretaceous magmatic arc, northeast Japan, *J. Geophys. Res.*, **99**, 22,165-22,185.
- [3] 半沢 正四郎 (1954), 東北地方 (日本地方地質誌). 朝倉書店. 318p.
- [4] 鎌田 耕太郎 (1993), 津谷地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 地質調査所, 70p.
- [5] 神戸 信和・島津 光夫 (1961), 5 万分の 1 地質図幅「気仙沼」および同説明書. 地質調査所, 73p.
- [6] Kanisawa, S. (1974), Granitic rocks closely associated with the Lower Cretaceous volcanic rocks in the Kitakami Mountains, Northeast Japan. *J. Geol. Soc. Japan*, **80**, 355-367.
- [7] Kimura, J. and Yamada, Y. (1996), Evaluation of major and trace element XRF analyses using a flux to sample ratio of two to one glass beads. *J. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **91**, 62-72.
- [8] 守屋 資郎 (1969), 東北日本三陸沿岸の低変成岩. 岩鉱, **62**, 55-65.
- [9] 奈良 親芳・竹谷 陽二郎・箕浦 幸治 (1994), 南部北上山地気仙沼・唐桑地域のジュラ～白亜系層序. 福島県立博物館紀要, **8**, 29-63.
- [10] 小島 郁生 (1988), 東北日本の白亜系. 地球科学, **42**, 385-395.
- [11] 生出 慶司・中川 久夫・蟹澤 聰史 (1989), 日本の地質 2. 東北地方. 共立出版, 338p.
- [12] 小貫 義男 (1956), 北上山地の地質. 岩手県地質説明書 II. 岩手県, 189p.
- [13] 小貫 義男 (1969), 北上山地地質誌. 東北大地質古生物研邦文報告, **69**, 1-239.
- [14] Sato, T. (1958), Presence du Berriasien dans la stratigraphie du Plateau de Kitakami (Japon Septentrional). *Bull. Soc. géol. France, ser. 6*, **8**, 585-599.
- [15] 柴田 賢・柳 哮・浜本 玲子 (1977), 北上山地の中生代花崗岩・火山岩の年代. 昭和 51 年度学術講演要旨, 岩鉱, **72**, 119-120.
- [16] Shibata, K., Matsumoto, T., Yanagi, T., and Hamamoto, R. (1978), Isotopic ages and stratigraphic control of Mesozoic igneous rocks in Japan. *Contrib. Geol. Time Scale, Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 143-164.
- [17] 志井田 功 (1940), 宮城県気仙沼町近傍の地質に就きて. 東北大地質古生物研邦文報告, **33**, 1-72.
- [18] 島津 光夫 (1979), 北上山地の白亜紀-古第三紀火成作用に関する 2, 3 の問題. 地質学論

集, 17, 113-120.

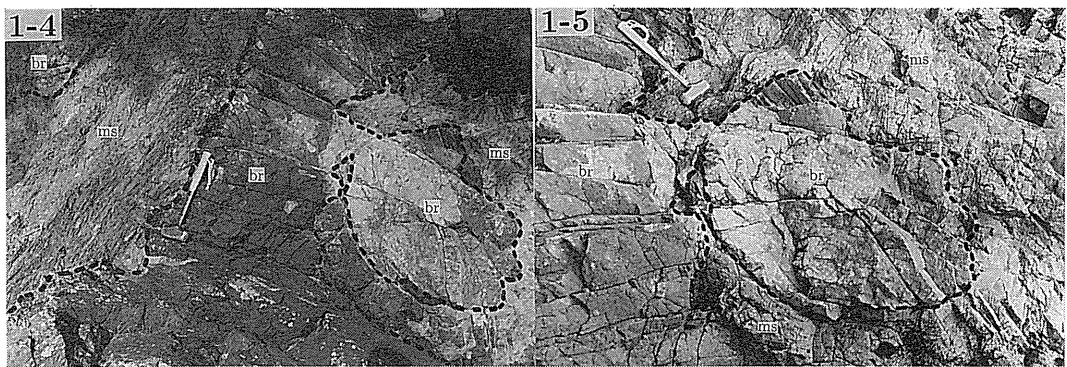
- [19] Steiger, R. H. and Jäger, E. (1977), Subcommittee on Geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**, 359-362.
- [20] Takahashi, H. (1973), The Isokusa Formation and its late Upper Jurassic and early Lower Cretaceous ammonite fauna. *Sci. Rep. Tohoku Univ. 2nd ser., Spec. Vol.*, **6**, 319-336.
- [21] Takizawa, F. (1985), Jurassic sedimentation in the South Kitakami belt, Northeast Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **36**, 203-311.
- [22] 滝沢 文教・一色 直記・片田 正人 (1974), 金華山地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 62p.
- [23] 竹谷 陽二郎 (1987), 宮城県気仙沼市大島より産する下部白亜系放射状化石. 福島県立博物館紀要, **1**, 23-39.
- [24] Tanaka, K. (1977), Cretaceous Systems. In Tanaka, K. and Nozawa, T. ed., *Geology and Mineral Resources in Japan*, 182-206.
- [25] Tsuchiya, N. and Kanisawa, S. (1994), Early Cretaceous Sr-rich silicic magmatism by slab melting in the Kitakami Mountains, Northeast Japan. *J. Geophys. Res.*, **99**, 22,205-22,220.
- [26] Yabe, H. and Shimizu, S. (1926), A new Cretaceous ammonite, *Crioceras ishiwarai* from Oshima, province of Rikuzen. *Japan. J. Geol. Geogr.*, **4**, 85-87.

Summary

Occurrence of the Lower Cretaceous volcanic rocks from the Oshima Island, Kesenuma, south Kitakami Mountains, Japan

Nobutaka TSUCHIYA, Tatsuya CHIBA, Kazue TAKAHASHI, and Motoko WADA

Kanaegaura Formation consisting mainly of Lower Cretaceous volcanic rocks, are distributed in the Oshima Island, Kesenuma, Japan. This paper presents the results of detailed studies of occurrence of the volcanic rocks in the Kanaegaura Formation. These volcanic rocks are divided into three units: Volcaniclastics and lavas of olivine augite basalt 1, lavas and volcaniclastics of augite andesite, and hyaloclastites and lavas of olivine augite basalt 2. The olivine augite basalt 1 rests on the Lower Cretaceous mudstone belonging the Isokusa and Nagasaki Formations with irregular contacts. The volcanic rocks of the Kanaegaura Formation, the mudstones of the Isokusa Formation, and the sandstones of the Kogoshio Formation are irregularly mixed and suffered soft-sediment deformation. Detailed study of these occurrence suggests that the olivine augite basalt 1 of the Kanaegaura Formation has been formed almost contemporaneous to the sedimentation of the Isokusa, Nagasaki, and Kogoshio Formations. The olivine augite basalt 1 are overlain by augite andesite, and additionally by the Yokonuma Formation of Lower Cretaceous age. The hyaloclastite belonging to olivine augite basalt 2 rests on the Yokonuma Formation with irregular contacts. This suggests that the olivine augite basalt 2 has effused into the unconsolidated Yokonuma Formation under subaqueous conditions. These occurrence of the Lower Cretaceous Formation near Oshima Island gives us valuable informations on tectonic history of Mesozoic northeast Japan.



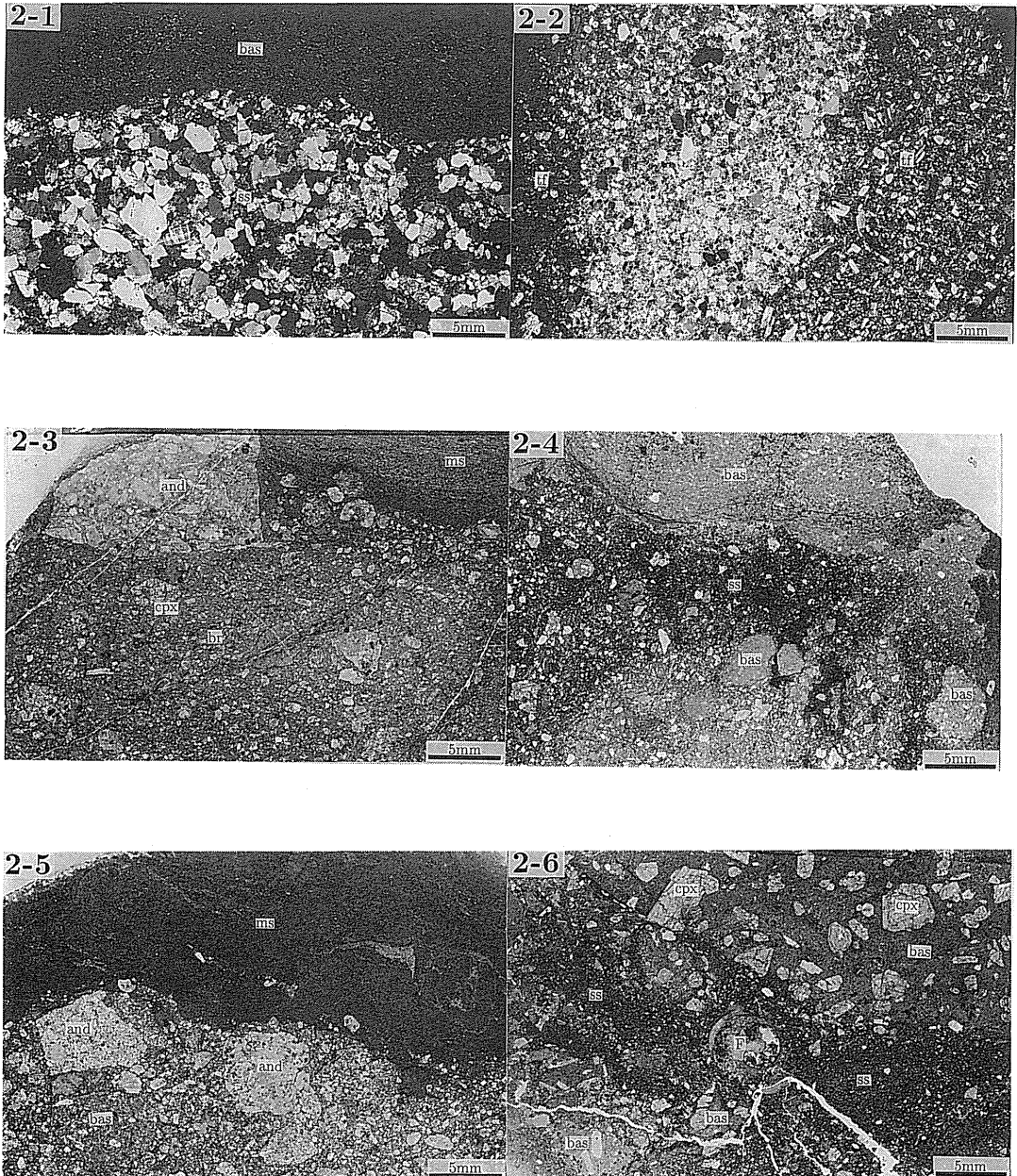
図版 1-1 小々砂層のアルコース砂岩 (ss) に貫入する普通輝石玄武岩岩脈 (bas) の産状 (葡萄東方海岸)。境界面は不規則に入り組んでいる。

図版 1-2 磯草付近の道路工事現場の法面で観察された、磯草層の黒色泥岩 (ms) 中の (かんらん石?) 普通輝石玄武岩質凝灰角礫岩 (br) のブロック。凝灰角礫岩は、数 m 以下の不規則な形態のブロックとして産する。中央やや下にスケールのためのハンマーが見える。

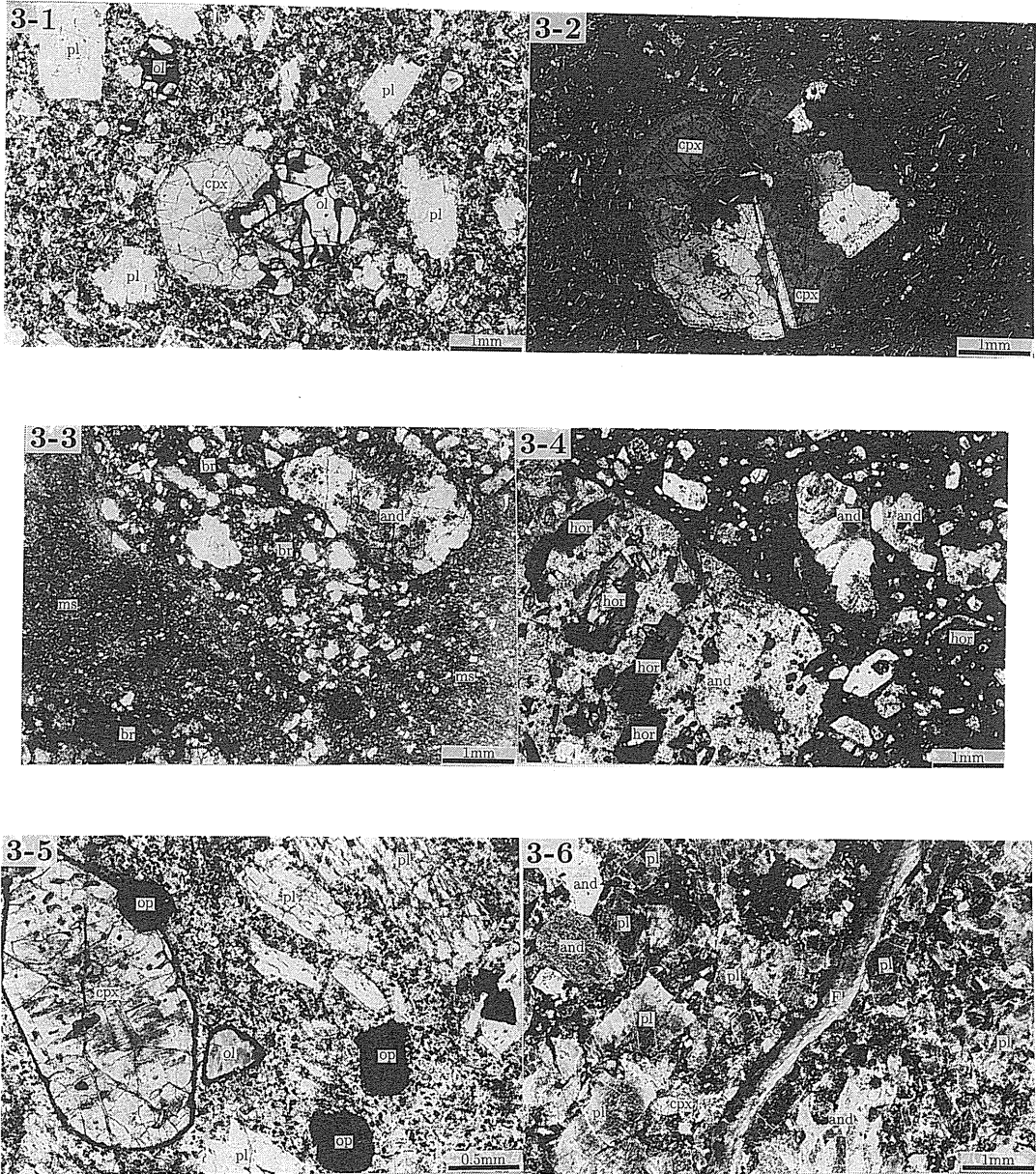
図版 1-3 図版 1-2 の写真の右側の部分の拡大。凝灰角礫岩ブロックの不規則な形態が良く分かる。

図版 1-4 長崎層の黒色泥岩 (ms) と玄武岩質凝灰角礫岩 (br) の関係 (長崎海岸)。凝灰角礫岩は、板状あるいは球状のブロックとして黒色泥岩中に含まれる。これらのブロックには、境界面と垂直な方向に節理が発達し、一見溶岩のように見える。

図版 1-5 図版 1-4 の右側の球状のブロックの産状。この部分の凝灰角礫岩には、特にホルンブレンド安山岩の礫が多く含まれる。



図版 2-1 小々汐層のアルコース砂岩 (ss) とそれに貫入する普通輝石玄武岩岩脈 (bas) の境界部の薄片写真 (TC103, 葡萄東方海岸, 直交ニコル)。
 図版 2-2 小々汐層のアルコース砂岩 (ss) と不規則な互層をなす玄武岩質凝灰岩 (tf) の境界部の薄片写真 (TC57, 田中浜北方の転石, 直交ニコル)。凝灰岩は、斜長石・普通輝石・ホルンブレンドの結晶片を多く含む。
 図版 2-3 磯草層の黒色泥岩 (ms) とかんらん石普通輝石玄武岩質凝灰岩 (br) の境界部の薄片写真 (TC158, 磯草海岸, 開放ニコル)。凝灰岩にはしばしば安山岩の角礫 (and) が含まれる。
 図版 2-4 磯草層の砂岩 (ss) とかんらん石普通輝石玄武岩溶岩 (bas) の境界部の薄片写真 (TC112, 磯草海岸, 開放ニコル)。玄武岩溶岩は、ガラス質で発泡しており、一部は不規則な角礫となっている。
 図版 2-5 長崎層の黒色泥岩 (ms) と玄武岩質凝灰岩 (br) の境界部の薄片写真 (TC145, 長崎海岸, 開放ニコル)。この部分の凝灰岩には、玄武岩の角礫 (bas) のほか安山岩の角礫 (and) が多く含まれる。
 図版 2-6 横沼層の砂岩 (ss) とかんらん石普通輝石玄武岩質ハイアロクラスタイト (bas) の境界部の薄片写真 (TC30, 龍舞崎北方の転石, 開放ニコル)。砂岩中には、玄武岩岩片、普通輝石 (cpx)・斜長石の結晶片が多く含まれる。中央部に巻き貝の化石 (F) が写っている。



図版 3-1 かんらん石普通輝石玄武岩 1 の塊状溶岩の薄片写真 (TC36, 松崎南方, 開放ニコル)。斑晶は、斜長石 (pl)、普通輝石 (cpx)、かんらん石仮像 (ol) であり、石基はインターグラニューラー組織を示す。

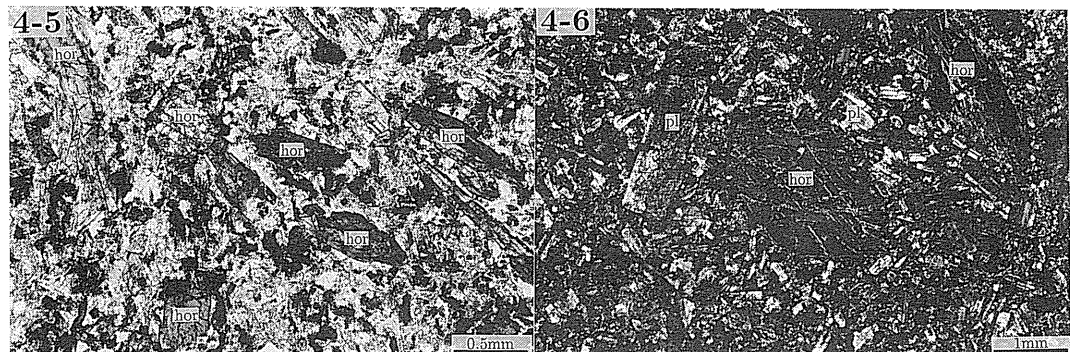
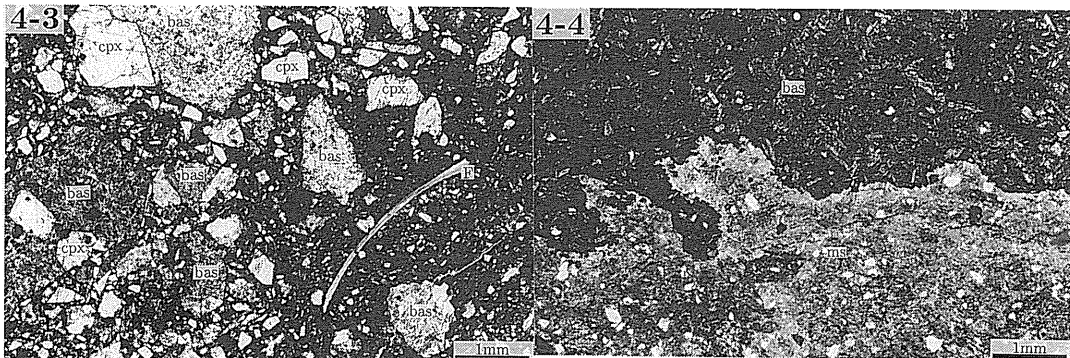
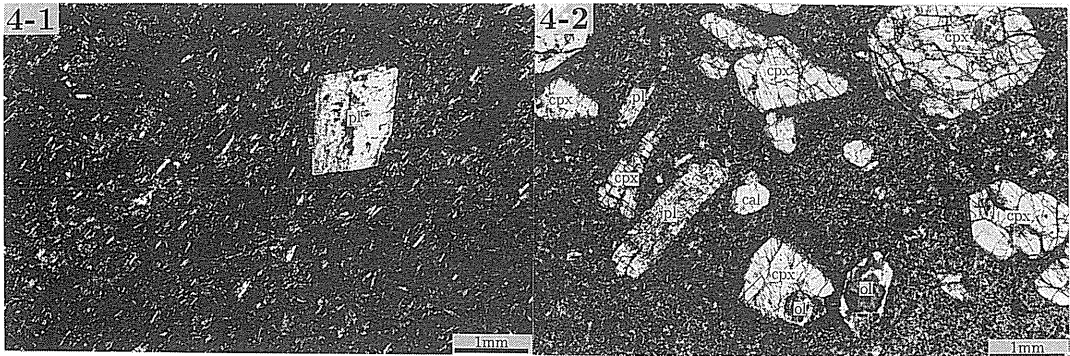
図版 3-2 かんらん石普通輝石玄武岩 1 の塊状溶岩の薄片写真 (TC171, 松崎, 直交ニコル)。大型の普通輝石斑晶 (cpx) が目立つ岩相であり、普通輝石はしばしば写真のような集斑状をなす。石基はインターサータル組織を示す。

図版 3-3 磯草層の黒色泥岩 (ms) と (かんらん石?) 普通輝石玄武岩質凝灰角礫岩 (br) のブロックの境界部の薄片写真 (TC22, 磯草層付近の道路工事現場の法面, 開放ニコル)。両者の境界はしばしば不明瞭となり、凝灰角礫岩中の結晶片はばらばらになって泥岩中に含まれる。凝灰角礫岩中には安山岩角礫 (and) も含まれるが、変質が著しく有色鉱物は全く残存していない。

図版 3-4 長崎層の黒色泥岩中に含まれる玄武岩質凝灰角礫岩ブロック (図版 1-5) の薄片写真 (TC58, 長崎海岸, 開放ニコル)。ホルンブレンド斑晶 (hor) に富むホルンブレンド安山岩 (and) の角礫が含まれる。ホルンブレンドは基質中にもみられる。

図版 3-5 普通輝石安山岩の塊状溶岩の薄片写真 (TC63, 龍舞崎北東方, 開放ニコル)。斑晶には斜長石 (pl)、普通輝石 (cpx) のほか、オパサイト化したホルンブレンド (op)、かんらん石仮像 (ol) が含まれる。石基はインターサータル組織を示す。

図版 3-6 横沼層の火山砕屑性砂岩の薄片写真 (TC27, 龍舞崎北方, 開放ニコル)。ほとんどが変質した斜長石 (pl) の結晶片からなり、安山岩と思われる岩片 (and) や普通輝石の結晶片 (cpx) を含む。しばしば貝化石 (F) が含まれる。



- 図版 4-1 普通輝石安山岩の流理構造を示す無斑晶質塊状溶岩の薄片写真 (TC24, 要害ノ鼻, 直交ニコル)。ごくわずかの斜長石斑晶 (pl) と普通輝石微斑晶を含み、石基はインターサータル組織を示す。
- 図版 4-2 かんらん石普通輝石玄武岩 2 のハイアロクラスタイト中の玄武岩礫の薄片写真 (TC30, 龍舞崎北方の転石, 直交ニコル)。斑晶として普通輝石 (cpx), 斜長石 (pl), かんらん石仮像 (ol) を含み、石基はハイアロピリティック組織を示す。方解石 (cal) で満たされた杏仁をしばしば含む。
- 図版 4-3 かんらん石普通輝石玄武岩 2 のハイアロクラスタイトの基質の薄片写真 (TC30, 龍舞崎北方の転石, 直交ニコル)。ハイアロピリティック組織を示す玄武岩の岩片 (bas) や普通輝石の結晶片 (cpx) を多く含む。ホルンブレンドの結晶片が含まれることもある。しばしば貝化石 (F) が含まれ、横沼層の砂岩に漸移する。
- 図版 4-4 小々汐層の砂質泥岩 (ms) とそれに貫入する普通輝石玄武岩岩脈 (bas) の境界部の薄片写真 (TC106, 図版 2-1 の岩脈の東端付近, 開放ニコル)。両者の境界は不規則に入り組んでおり、しばしば玄武岩はブロックとなって砂質泥岩中に取り込まれる。
- 図版 4-5 横沼層に貫入するホルンブレンド安山岩岩脈の薄片写真 (TC32, 龍舞崎北東方, 開放ニコル)。斑晶はホルンブレンド (hor) であり、石基は完晶質で細粒斜長石とその粒間を埋める石英とからなる。
- 図版 4-6 ホルンブレンド石英閃緑斑岩の薄片写真 (TC131, 小々汐南方, 直交ニコル)。斑晶はホルンブレンド (hor) が主体であり斜長石 (pl) を伴う。石基は完晶質であり、斜長石・石英などから構成される。