

報 文

根室半島の火成岩類
とくにアルカリ玄武岩についてOn the Alkali Basalt in the Igneous Rocks
of Nemuro Peninsula, Hokkaidō長谷川 潔・藤原 哲夫
Kiyoshi Hasegawa and Tetsuo Fujiwara

Abstract

It is considered from the geotectonic viewpoint, that the peninsula belong to the Kurile islands arc as a unite of its outer zone; confronting Shiretoko peninsula as the inner zone.

The area is composed of the member of upper Cretaceous system, the Nemuro group, and prominent sheet swarms of alkali olivine basalt. The Nemuro group consist largely of volcanic product as lava, agglomerate and tuff, pertaining to tholeiitic suite. The alkali olivine basalt, comprising olivine bearing trachybasalt and olivine trachydolerite, are highly alkaline, dominantly potassic, and are associated with abundant orthoclase, and their intrusion connected with large-scale fracturing along the peninsular trend, as the last stage of Cretaceous.

In this paper, intrusive form of the alkali olivine basalts and their crystal differentiation are mentioned.

目 次

まえがき	3.2 岩 質
1 地質の概要	4 アルカリ岩系玄武岩の侵入時期
2 ソレーライト岩系安山岩	5 アルカリ岩系玄武岩の侵入機構
3 アルカリ岩系玄武岩	あとがき
3.1 侵入形態	

ま え が き

北海道の最東部には、根室半島と知床半島とが並列して、東方に突きだしている。この地域は、地質構造上、千島弧とよばれる二重弧を形成している。知床半島は、千島弧内帯といわれ、おもに新第三期以後現世までの、火山噴出物によつて構成されているうえ、新第三期以後の構造運動を強くうけている。それにたいし、根室半島は、千島弧外帯といわれ、上部白堊紀層と、そのなかに進入しているアルカリ玄武岩から構成されている。また、大きな褶曲や断層は、ほとんどみられない。なお、根室半島のアルカリ玄武岩は、カリに富むことを持ちようとしており、日本でも数少ない岩石区を構成している。

15)17)18) 査所の地質図幅調査として、半島全域にわたる調査をおこなった。その結果、この地域にはアルカリ玄武岩のほか、ソレーライト岩系とみられる安山岩も多く分布していることが、明らかになった。また、アルカリ玄武岩についても、見直さねばならぬ点が、2, 3 生じてきた。ここに、根室半島地域の火成岩類について取纏め、報告する次第である。

この報告を行うにあたっては、全般の問題については、北海道大学理学部舟橋三男助教授・勝井義雄講師から、とくに火成岩類の進入形態については、北海道大学理学部橋本誠二教授・本所斎藤昌之地質鉱床課長から、それぞれ御指導と御助言を賜った。また、勝井義雄講師からは化学分析を行っていただき、北海道大学理学部地質学鉱物学教室高橋俊正修士には、いろいろと討論していただいた。図幅調査において層位関係を担当された本所三谷勝利技師からは、多くの層位学的資料を提供していただくとともに、教示をうけた。根室高校の吉元豊氏には、現地において、ことのほかお世話になり、そのうえ、貴重な資料を提供していただいた。上記のかたがたに、厚くお礼を申し上げる。

1 地質の概要

この地域の基盤は、上部白堊紀の浦河世～トナイ世に属する根室層群と、そのなかに進入しているアルカリ玄武岩類によつて構成されている。その上を不整合に全域をおおつて、2 段の海成段丘が発達しているので、根室半島は段丘台地状の地形をしめしている。

根室層群は、5 層に細分されるが、一般に、火山噴出物に富む地層である(第 3 図)。ノッカマップ層は、根室層群の最下位の地層であつて、礫岩・集塊岩・凝灰岩を主としている。根室層・長節層は砂岩と泥岩の互層からなり、わずかに凝灰岩をふくむていどであつて、ほとんど火山噴出物はみられない。ただ長節層の中部に層間異常が発達している。この層間異常は、この地域ばかりでなく、釧路市附近まで 130 km 余にわたつて連続する特ちよう的なものである。落石層・ユルリ層もまた、礫岩と集塊岩を主とする地層であつて、偽層が発達し、岩相変化にとんでい。ユルリ層の上部は、整合的に輝石安山岩熔岩におおわれている。これらの熔岩や集塊岩としての火成岩は、ソレーライト岩系の輝石安山岩であつて、アルカリ岩系のかんらん石玄武岩はみられない。

また、根室層群の堆積環境は、次のように考えられている。ノツカマップ層に堆積がはじまり、根室層・長節層とが、やや深い状態で堆積が行われ、さらに、その上位の落石層・ユルリ層は、ふたたび浅海のもとで堆積したものである。

根室層群のなかに進入しているアルカリ玄武岩は、従来一括されてきているが、含かんらん石粗面玄武岩と、かんらん石粗面粗粒玄武岩とにわけられる。この 2 者は、岩質を異にするとともに、進入形態や進入時期にも、わずかの相違がみられる。含かんらん石粗面玄武岩は、岩床として進入し、岩体の一部に車石を形成している。

時代	層	序	層厚 (m)	岩質
白堊紀	根室層群	ユルリ累層	500+	輝石安山岩熔岩 集塊岩 礫岩・含炭質物
		落石累層	370+	集塊岩 礫岩
		長節累層	770+	砂岩 (層間異常の発達) 泥岩
		根室累層	1,900+	砂岩 泥岩 角礫凝灰岩・凝灰岩
		ノッカマップ累層	1,000+	輝石安山岩熔岩 集塊岩 礫岩 砂岩・泥岩

第 3 図 柱 状 図

なお、岩相の変化は、ほとんどみられない。一方、かんらん石粗面粗粒玄武岩は、不規則な形をした岩床をなすものとみられ、岩相の変化に富み、ピクライト質玄武岩より閃長岩質細脈までの、アルカリ岩に特有な結晶化作用がおこなわれている。アルカリ玄武岩の活動時期は、白堊紀末であり、この2者のなかでは、合かんらん石粗面玄武岩が先に進入し、よりおくれて、かんらん石粗面粗粒玄武岩が進入したものとみられる。

根室層群は、 $N60^{\circ}\sim 80^{\circ}E \cdot 15^{\circ}\sim 25^{\circ}SE$ の走向・傾斜をしめす単斜構造をとつている。また、断層や褶曲はほとんどみられない。

2 ソレーライト岩系安山岩

ソレーライト岩系の安山岩は、ノツカマップ層・落石層・ユルリ層にふくまれている。大部分は、集塊岩や熔岩流であるが、一部には岩床や岩脈をなす部分もある。この系に属するものは、安山岩だけであつて、玄武岩や流紋岩はみられていない。

一般に、安山岩はピジョン輝石質輝石をふくむものであるが、噴出時期ごとに、それぞれ持ちようがある。

ノツカマップ層にみられるもの

斜長石と普通輝石を斑晶とする。斜長石は、一般に $An\ 58\sim 70$ であるが、まれに結晶の中心に $An\ 80\pm$ のや Ca にとむ部分をふくむことがある。普通輝石は、無色・多色性なく、 $\hat{C}Z=45\sim 48$, $2V=+60\sim 64$ である。石基には、多量のピジョン輝石質輝石 ($2V=+42\sim 48$) がある、そのほか斜長石・緑泥石・曹長石からなる。杏仁状空洞には、方沸石やソーダ沸石類もみられるが、炭酸塩鉱物が埋めることが多い。

化学分折値(第1表1)にみられるように、この安山岩は、アルカリとくにソーダに、ややとんでいる。

落石層・ユルリ層にみられるもの

この2地層にみられるものは、ほとんど同じ岩質をしめす安山岩であつて、やや粗面岩質の角閃石安山岩と輝石安山岩がある。

角閃石安山岩 斑晶は斜長石と角閃石からなり、斜長石は $An\ 56\sim 68$ 、その外殻はアノーソクレス ($2V=-30$) におおわれることが多い。角閃石は、斜長石よりも遅れて形成されており、 $\hat{C}Z=14$, $X=Y$ = 黄褐色, Z = 褐色の多色性をしめす、結晶の中心部で $2V=-72\sim 76$ 、外殻部で $2V=-80$ である。石基は斜長石・単斜輝石・アノーソクレス・緑泥石・磁鉄鉱などからなる。

輝石安山岩 斜長石・普通輝石・ピジョン輝石質輝石を斑晶とする。斜長石は $An\ 50\sim 65$ 、その中心部に、まれに $An\ 84$ の Ca にとむ部分をふくむ。また、アノーソクレスの外皮におおわれることが多い。普通輝石 ($2V=+55\sim 60$) の周辺にピジョン輝石質輝石 ($2V=+44\sim 46$) の反応縁をもつことがある。石基は斜長石・単斜輝石・緑泥石・アノーソクレス・磁鉄鉱などからなり、緑泥石の1部には、やや黒雲母質のものがあ

る。両安山岩を通じて、杏仁状空洞を埋めるものには、沸石類のほか、炭酸塩鉱物の多いのが持ちようである。また、アノーソクレスにとみ、化学組成もソーダにとむものとみられる。

ユルリ層をおおうもの

この安山岩は、まったくアルカリ鉱物をふくんでいない。斑晶は斜長石・普通輝石・ピジョン輝石質輝石からなり、斜長石は $An\ 58\sim 62$ 、普通輝石 ($2V=+55$) は、周辺にピジョン輝石質輝石 ($2V=+44$) の反応縁をもつ。また、緑泥石化したかんらん石のレリックがある。石基には炭酸塩鉱物が多く、沸石類はほとんどみられない。

この地域では、これら安山岩のなかに斜方輝石はみつからなかつたが、色丹島や昆布森地域では、落石層やユルリ層に対比される地層のなかから、普通輝石紫蘇輝石安山岩が知られている。^{10) 12)}

これら安山岩類の活動時期は、根室層群の堆積の初期と末期に集約される。また、一般にアノーソクレスにとんでいるが、一連の火成活動のなかで、最末期に、まったくアノーソクレスをふくまない安山岩の活動があることは、アルカリに乏しい母岩漿を暗示するものとして、興味がもたれる。

3 アルカリ岩系玄武岩

アルカリ玄武岩のなかの、含かんらん石粗面玄武岩は、その岩体の一部に“車石”をつくっていることから、熔岩流であるといわれてきた。しかし、あとにのべるように、車石は進入の途上に形成されたものと考えられ、アルカリ玄武岩のすべてが、進入性のものであるとみられる。

2種のアルカリ玄武岩のなかで、その量のうえでも、地質構造上でも、もつとも重要な意味をもつものは、かんらん石粗面粒粗玄武岩であつて、含かんらん石粗面玄武岩は、むしろ先駆的な活動と考えられる。

3.1 進入形態

含かんらん石粗面玄武岩

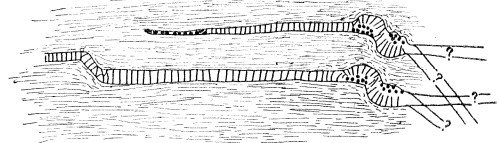
分布範囲は、おもに花咲岬からサンマクンを結ぶ線と、根室市からノッカマップを結ぶ線の、2つの平行する線上にまとめられる。この線の方向は半島方向に斜交し、また根室層群の走向方向とも、わずかに斜交する。個々の岩体は、厚さ10m~30mの、走向方向にも傾斜方向にも長く広がる岩床をなしている。この岩体の一部には、枕状熔岩に似た構造をもつ車石を形成しているのが特徴である。車石は、一般に放射状節理をもつ楕円体状の熔岩である(写真1)。車石の産状は、次の3型に分類される。

a) 岩床内にみられるもの。車の最大長径は10mにもおよび、放射状節理はあるが、完全な外形をとることが少ない。

b) 岩床の末端が、不規則な形をした車石をつくるもの。

c) 岩床の一部に、岩体の上盤または下盤に車石を形成するもの。車石を形成する部分では、岩床が岩床としての特質を失い、岩体の厚さが局部的に増す。また、地層を切つて進入している場合もある。

c)型は、もつとも代表的な車石である。c型の車石の生因*は、熔岩として流れこんだものではなく、進入の途上、進入する力と堆積岩の圧縮する力との平衡関係が破れた場所で、岩床は局部的に厚さをまし、その中で岩漿の廻転運動が行われた結果、形成されたものと考えられる。この平衡の破れる場所は、裂つかを通つてきた岩漿が、岩床に移る場所であるのか、それとも岩床内でのことかを明らかにすることは、今後の問題である。



第4図 含かんらん石粗面玄武岩床想像図

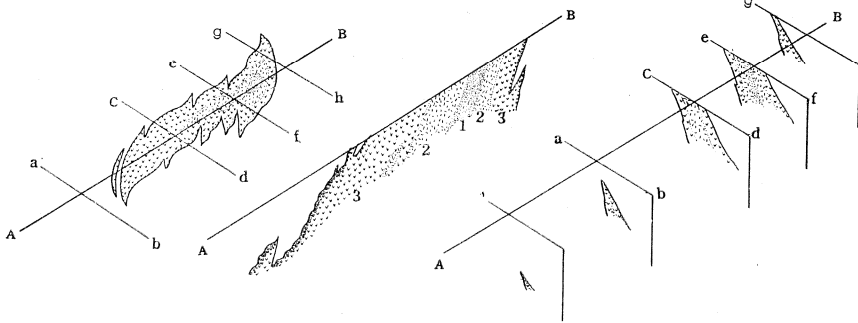
かんらん石粗面粒粗玄武岩

おもに海岸線にそつて分布し、その分布地域は、前にのべた含かんらん石粗面玄武岩の分布地域をはきんで、その東と西の2地域に分布している。東側は納沙布岬を中心とした地域であり、西側は根室港を中心とした地域である。この2つにわけられたなかで、N50°~60°Eにのびる、くびれたレンズ状の個々の岩体が、全体としては、N70°Eの方向に雁行配列をする。根室港を中心とするものと、納沙布岬を中心とするものとの2つの岩体群の配列方向は、まったく平行である。ただ、トッサムボロ岬周辺の小岩体群は、N80°Wに雁行配列をする。この主要な方向も、また根室層群の走向にわずかに斜交する。

個々の岩体は、上盤は地層に平行し、下盤は地層を切つて進入するが多い。納沙布岬の岩体に、この進入の状態がよくみられる。大きな岩体の周辺で、小岩体が堆積岩と交互して表われてくるが、これは第5図の模式図に表わしたように、岩体の上盤が波状にうねり、その波の頂部が表われるか、さらにその頂部がのび、地層を切つて進入しているかとするものである。このことは、雁行する個々の岩体が、地下あまり深くないところで、すべてがまとまることを示すものであり、進入形態は餅盤をなすとはみられない。この上盤に発達する波状にうねる軸の方向は、ほぼ一致し、N30°~60°W・10°~25°SEをしめす。この方向は進入方向に直角に発達する線構造b軸とみられる。

また、岩体内には、N30°~60°Wの剪断と、N60°~70°Eの剪断とが発達する。前者はb軸方向に一致し、後者は岩体の走向方向に一致する。岩体が地層を切つて進入するときにも、うえにのべた2方向のどちらかの剪断で切れている。

* 車石の生因については別にのべる予定である。



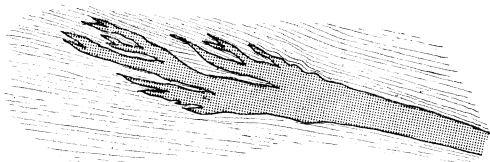
第5図 かんらん石粗面粗粒玄武岩体模式図

1: 紅色モンゾニ岩 2: 斑状モンゾニ岩 3: ピクライト質玄武岩

くびれたレンズ状の岩体を、平面上でみても、1つの岩体は、 $N 30^{\circ} \sim 60^{\circ} W$ の剪断で切れて膨縮し、さらにいくつかの単位にわかれる。この断面は、納沙布岬の岩体でよく観察され、第5図のごとく、1つの岩体内でも、南西部に沈み、北東部に浮き上る形態がみられる。

また、粗粒玄武岩(ピクライト質玄武岩)の輝石は、弱い方向性をしめして配列している。そのc軸をシュミット網によつて整理した結果(第6図)、c軸は $N 20^{\circ} \sim 40^{\circ} E \cdot 15^{\circ} \sim 25^{\circ} SW$ に濃集し、まえにのべたb軸との関係からも、この方向は、進入方向をしめす線構造a軸と判断される。

これらのことから、かんらん石粗面粗粒玄武岩は、不規則な形をした岩床(第7図)をなし、南西から北東にむかつて進入したものとみ



第7図 かんらん石粗面粗粒玄武岩模式侵入形態図

られる。また南西深部には膨大な量の玄武岩が、存在することが予想される。このことは、根

室半島の南側が、重力が異常にプラスであることと、よく結びつく。

3.2 岩 質

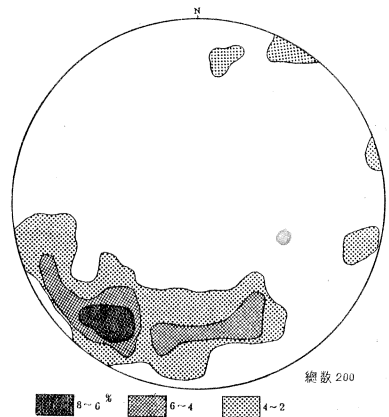
かんらん石粗面玄武岩

この玄武岩は、各岩床の間に、ほとんど岩質の差がなく、ひじょうに均質である。また岩床内にも、分化作用などの行われた形跡はみられない。ただ、岩床の上・下盤には、基質が細粒になった冷却相が発達し、節理面にそつて、沸石類の細脈がみられる。

斜長石・普通輝石と少量のかんらん石を斑晶とする。斜長石は $An 45 \sim 45$ で、割目にそつて正長石に置き換えられている。普通輝石は、 $2V = +58 \sim 64$, $\hat{C}Z = 45 \sim 48$, 淡緑色でほとんど多色性がない。かんらん石はボーリンチャイト質の緑泥石に置き換えられている。石基は充間構造をとり、斜長石・普通輝石・正長石・アノーソクレス・緑泥石・チタン鉄鉱・磁鉄鉱などからなる。そのほか、淡青緑色のソーダ輝石がある。これらの結晶間を埋めて、または脈状に方沸石・ソーダ沸石があり、炭酸塩鉱物はほとんどみられない。

この玄武岩は、次にのべるかんらん石粗面粗粒玄武岩と、鉱物組合せはにているが、特ちよう的にチタン鉄鉱が多い。また化学組成もかんらん石粗面粗粒玄武岩の平均組成に近いことを、八木健三(1958)¹⁴⁾がのべている。

岩床のなかに、流理構造にそつて、泥岩がふくまれていることがある。これは進入時の食い残しとみられるもので、みじょうに粘性度の低い熔岩であつたことを意味している。



第6図 ピクライト質玄武岩の普通輝石(納沙布岬)

第1表 各岩型の化学組成

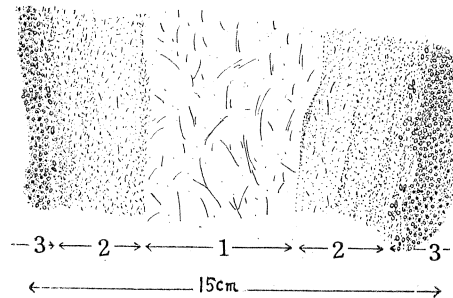
	1	2	3	4
SiO ₂	55.27	45.58	51.98	52.40
TiO ₂	0.71	0.80	0.85	0.80
Al ₂ O ₃	18.63	10.57	18.39	17.92
Fe ₂ O ₃	3.65	5.66	4.45	3.87
FeO	3.57	5.56	2.27	4.74
MnO	0.15	0.16	0.12	0.12
MgO	2.73	10.86	2.77	3.82
CaO	5.84	11.93	6.69	7.40
Na ₂ O	4.77	1.60	2.99	3.35
K ₂ O	1.66	1.91	4.52	4.16
H ₂ O ₊	1.28	2.96	3.80	1.75
H ₂ O ₋	1.02	2.05	0.89	0.20
P ₂ O ₅	0.34	0.18	0.83	0.22
Total	99.62	99.82	100.60	100.75

- 1 ノッカマップ層の集塊岩：勝井義雄分析
 2 ピクライト質玄武岩
 3 紅色モンゾニ岩
 4 車石の中心部
- } 1958. 八木健三¹⁴⁾

かんらん石粗面粗粒玄武岩

この玄武岩の岩相は多様であるが、一般に、ピクライト質玄武岩を主体とし、そのなかに、モンゾニ岩をふくみ、さらに節理面にそつて閃長岩質細脈が発達している。また、モンゾニ岩には、淡紅色の正長石を多量にふくみ、全体として淡紅色をしめす部分と、このモンゾニ岩とピクライト質玄武岩の中間の性質をしめす、灰色の斑状の岩質をもつ部分がある。便宜上、前者を紅色モンゾニ岩、後者を斑状モンゾニ岩*とよぶ。ピクライト質玄武岩や紅色モンゾニ岩は、どの岩体でも、同様の岩質をしめしているが、斑状モンゾニ岩は、紅色モンゾニ岩よりも量が多く、そのうえ多様の岩質をしめす。このモンゾニ岩類が、もつとも典型的に発達しているのは、納沙布岬の岩体である。

ピクライト質玄武岩とモンゾニ岩との関係は、根室港附近でよくみられ、モンゾニ岩はピクライト質玄武岩のなかに、ボール状(写真2, 3)、または層状にふくまれている。このモンゾニ岩は、中心部が紅色モンゾニ岩、それをとり巻いて斑状モンゾニ岩が発達する(第8図)。斑状モンゾニ岩の紅色モンゾニ岩よりの部分は、カリ長石にとみ、紅色モンゾニ岩に近い岩質である。反対にピクライト質玄武岩よりの部分は、有色鉱物にとみ、斑状構造がいちじるしい。そのほか、各所の岩体に、斑状モンゾニ岩がボール状にふくまれていることが多い。納沙布岬でも、モンゾニ岩は岩体の中心部とみられる位置にあり、また岩床の形態からも、もつとも浮上つた場所である。(第5図)



第8図 モンゾニ岩のスケッチ

- 1: 紅色モンゾニ岩
 2: 斑状モンゾニ岩
 3: ピクライト質玄武岩

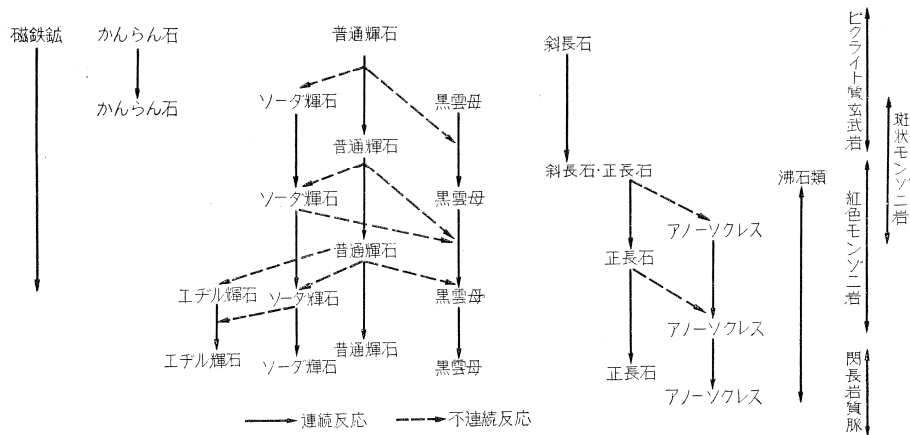
* 岩石名は八木(1948)¹⁴⁾にしたがつた。

これらのことから、モンゾニ岩の形成は、岩漿の貫入とともに、岩体の周辺から晶出がはじまるにしたがつて、アリカリと水にとむ残液が中心に濃集し、モンゾニ岩を形成した。さらに余剰の残液は、固結したピクライト質玄武岩の節理にそつて移動したものとみられる。

結晶分化作用

顕微鏡下での観察によれば、ピクライト質玄武岩から、閃長岩質細脈までの間には、第2表のような晶出順序と反応系列がうかがわれる。

第2表 主成分鉱物の晶出順序と反応系列



主要鉱物

かんらん石 大部分が緑泥石化しているが、斑状モンゾニ岩にふくまれるものは Fo 80 をしめす。普通輝石との間に反応関係はみられない。

輝石 普通輝石 (2V = +52~60, 淡緑色, 多色性なし) は、ピクライト質玄武岩から閃長岩質脈まで晶出し、その間に光学的差はみとめられない。ピクライト質玄武岩では、普通輝石が沸石類との接触した部分がソーダ輝石 (2V = +78, 淡青色, 多色性なし), またはエヂル輝石 (2V = +80・85, X=Y=淡青色, Z=青緑色) にかわる。紅色モンゾニ岩や閃長岩質脈では、大部分のアルカリ輝石が、普通輝石と同時に晶出する。

黒雲母 ピクライト質玄武岩では、大部分が輝石の黒雲母化によつて形成されているが、紅色モンゾニ岩では、大部分が初次的に晶出する。X=Y=黄褐色, Z=褐色の多色性をしめす。

斜長石 紅色モンゾニ岩までみられるが、その成分は、ピクライト質玄武岩 An 55~60, 斑状モンゾニ岩 An 45~55, 紅色モンゾニ岩 An 38~42 と多変少化するが、ほとんどかわりはない。

カリ長石 斜長石の晶出が終ると、これにかわつて晶出し、その大部分は正長石* (2V = -60~64) である。部分的にこれを置き換えてアノソクレス (2V = -38~42) が、晩期に晶出する。

第3表 主要鉱物量比

	ピクライト質玄武岩	紅色モンゾニ岩
普通輝石	46.6	6.8
アルカリ輝石	2.5	5.5
黒雲母	2.5	6.4
かんらん石	10.2	—
斜長石	6.0	2.2
カリ長石	13.8	62.4
沸石類	13.2	14.7
磁鉄鉱	5.2	3.1

沸石類 方沸石・ソーダ沸石・菱沸石などである。

磁鉄鉱 早期より晩期まで通じて晶出する。

鉱物の量

晶出順序の間において、鉱物の量は、いちじるしく変化する。そのうち、代表的な岩質のものゝ鉱物の量を第3表にしめた。

有色鉱物 かんらん石は、ピクライト質玄武岩と斑状モンゾニ岩に限つており、斑状モンゾニ岩ではごく少量である。普通輝石は、ピクライト質玄武岩に多く、その後は量を

* カリ斜長石の可能性がある。

減少するが、最末期の細脈のなかには、いちじるしくとむ脈がある。アルカリ輝石は、後期ほどわずかながら量を増す。黒雲母も末期に量を増す。

無色鉱物 斜長石は、ピクライト質玄武岩に多く、次第に量を減少し、紅色モンゾニ岩ではごく少量ふくまれているだけである。カリ長石は、ピクライト質玄武岩では、石基に少量みられるだけであるが、紅色モンゾニ岩では、斜長石に変わって斑晶として大量にふくまれる。沸石類は、正長石に伴って晶出するものとみられ、末期にやや多い。

鉱物の晶出順序において、根室半島のアルカリ岩を持ちようづける点は、Mg かんらん石が早期にだけ晶出し、Fe にとむかんらん石は晶出しない*。磁鉄鉱が早期より大量に晶出することによって、中期に Fe の濃集が行われなかつたものとみられる。また、早期に透輝石や、含チタン輝石は晶出しない*。中期より正長石が大量に晶出し、晩期まで晶出を続ける。アノーソクレスは、晩期に少量みられるだけである。このことは、化学組成のうえでも、Na₂O よりも K₂O が多いことと結びつく。

鉱物の種類および量のうえから、この玄武岩の成分は、1) ピクライト質玄武岩に代表される、かんらん石+普通輝石+斜長石の成分のものと、2) 紅色モンゾニ岩に代表される、正長石+普通輝石+沸石の成分をもつものの、2つに集約される。斑状モンゾニ岩は、この2成分の混合によつて形成されたものとみられる。たとえば、ピクライト質玄武岩の斑晶と石基の間で、かなりの質的差があり、石基が紅色モンゾニ岩質のものである。このことから、2つの成分の間には、かなりのくい違いがあるものとみられる。1)の成分は有色鉱物にとむ、アルカリをふくまない。2)の成分は、有色鉱物に乏しく、アルカリと水にとむ。この玄武岩は、かなりの差のある上記の2成分から成り立つ。

最末期の節理にそう細脈は、大部分が閃長岩質の脈であるが、少数ながら、石英をふくみ、有色鉱物をほとんどふくまない脈や、大部分が普通輝石からなり、少量の沸石類をとまなう、いちじるしく無色鉱物にとむ脈も形成されている。分化作用の末期において、一部に多量の有色鉱物が濃集することは、興味のあることである。

4 アルカリ玄武岩の進入時期

アルカリ玄武岩の進入時期は、車石が堆積時の海底噴出による産物、と考えられていたので、おのずから、それをふくむ地層の堆積時に限定された。しかし、車石の形成は、まえにのべたように、進入の際に岩床の一部に形成されたものとみられる。また、従来一括されてきた玄武岩類が、2種にわけられてくると、その進入時期は、あらたに吟味されなければならない。

含かんらん石粗面玄武岩と、かんらん石粗面粗粒玄武岩の間では、含かんらん石粗面玄武岩がより早期に進入し、その後にかんらん石粗面粗粒玄武岩が、前者に影響を与えて、より遅れて進入している。

この2種の玄武岩の間では、岩質が類似するだけでなく、進入方向・線構造などの地質構造要素も類似している。このことから、2種の玄武岩の火成活動は、密接な関係のもとに行われたことがうかがわれる。

含かんらん石粗面玄武岩は、岩床として進入している。この進入形態が形成されるのは、母岩の堆積岩が固結する以前であると考えられている**。また、前にのべたように、岩体の大まかな分布範囲が、2列の並行な線にまとめられ、その線の方向は、根室層群の走向方向に対して、わずかながら斜交する。このことは、2列の線が玄武岩の進入を支配した構造であることを、しめすものである。構造線が地層の走向に斜交するのに反し、根室半島や志発島¹²⁾を通じて、その分布する地層は、ノッカマップ層から根室層の上部までに限られ、それより上位の地層内には知られていない。このことから、含かんらん石粗面玄武岩は、根室層群堆積の末期に進入したものと考えられる。

一方、かんらん石粗面粗粒玄武岩の分布範囲も、同様に根室層上部までの範囲にしか知られていない。しかし、その進入形態は、不規則な形をした岩床である。この進入形態は、岩床形成の条件よりも、母岩の圧縮度が強まっていたこと**、すなわち、より厚く堆積が行われていたことをしめす。だが、岩床を形成する要素が残されており、母岩の堆積岩は、十分に固結していないことをしめしている。

* これらは八木によつて指適されている⁷⁾。

** ベロソフ、構造地質学2。(共学館)

また、厩大な量をもつ火成岩の進入は、堆積の状態にも、なんらかの影響を与えるであろう、とは考えられる。一方、長節層の中部に持ちよ的に発達する層間異常の形成は、火成活動にともなつてひき起された傾動によると考えても、上にのべた条件には矛盾しない。であるから、かんらん石粗面粗粒玄武岩の活動時期は、長節層堆積時の中期から末期にかけての頃と、推定する。

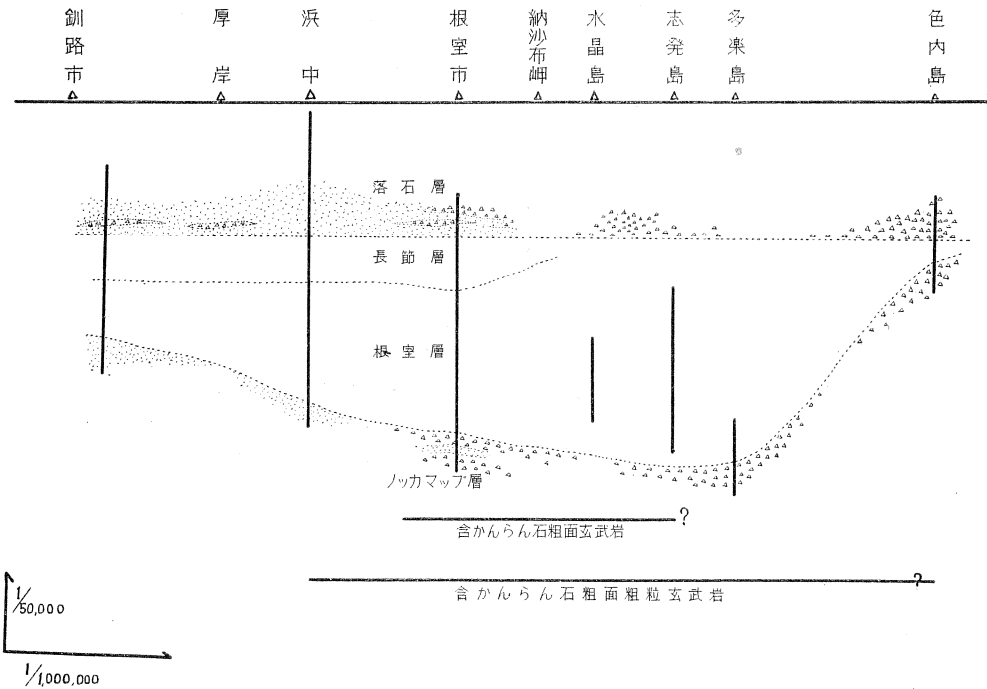
5 アルカリ玄武岩の進入機構

アルカリ玄武岩の岩質や、進入形態の持ちようは、すでにのべた。これらのことから、アルカリ玄武岩の進入機構を明らかにすることは、アルカリ玄武岩が活動する地質学的意味を、明らかにすることである。

アルカリ玄武岩の分布・配列のうえから、つぎのように考えられる。まえからのべてきたように、含かんらん石粗面玄武岩の分布範囲は、2つの平行な線に集約されている。その分布地域をはさんで、かんらん石粗面粗粒玄武岩が、前者と平行な分布・配列をとる。この線の方法は、玄武岩類の進入を導いた裂つかをしめすものである。さらに、このような配列をする玄武岩は、南西側より北東方にむかつて進入している。この玄武岩の分布を支配している裂つかは、その形態のうえから、太平洋側では、南西から北東に、オーツク海側ではその反対に、それぞれ働く作用によつて形成された地殻の大裂げき帯が、根室半島の南側にあることを予想させる。玄武岩の活動は、この地殻の大裂つかの形成に結びついて、行われたものとみられる。

アルカリ玄武岩の進入時期は、まえにのべたように、根室層の堆積末期から、長節層堆積の末期までみられる。この時期の堆積環境は、つぎのように考えられる。ノッカマップ層にはじまる根室層群の堆積は、ノッカマップ層に続く根室層・長節層の単調な岩相をしめすやや深い場所での堆積層をはさんで、ふたたび落石層、ユルリ層の浅海性堆積に移る、1つの輪廻がうかがわれる。ことに、根室層と長節層の堆積中に、沈降を主とする運動から隆起を主とする運動に転化した時期が、あるであろうということは、容易に想像される。時期的にみて、アルカリ玄武岩の火成活動は、この沈降から隆起へと、運動形式の転化する時期に結びつけられる。

以上をまとめると、アルカリ玄武岩は、白堊紀末に、根室半島に平行する方向の大裂げき帯の形成にともなつて、活動が行われた。また、この活動を中心として、堆積盆の沈降は、隆起に転化したものとみられる。火成活



第9図 層厚変化図

動の主体をなすかんらん石粗面粗粒玄武岩の先駆活動としての含かんらん石粗面玄武岩は、堆積盆が隆起する前ぶれとしての活動でもあつたと考えられる。

色丹島から釧路まで、各地域の資料から、第9図の走向方向の層厚変化図が画かれる。この図より、アルカリ玄武岩の進入にもつとも関係の深い根室層は、志発島附近にもつとも厚く堆積し、その厚さは2,000 mを遙かにこすものとみられる。さらに、中心より、東西に薄くなり、色丹島では、わずか 350 m の厚さといわれている。一方、含かんらん石粗面玄武岩の分布範囲は、根室半島・水晶島・志発島にいられているが、その東限は不明である。また、かんらん石粗面粗粒玄武岩は、色丹島で斑れい岩といわれているものが、ピクライト質玄武岩であると考えられる*。また、根室市と釧路市の間にある浜中村に、石英モンゾニ岩の分布することがいられている**。この石英モンゾニ岩は、斑状の石英をふくむもので、かんらん石粗面粗粒玄武岩の西限をしめすものとみられる。これらアルカリ玄武岩の分布範囲は、根室層が厚く堆積した範囲と、ほぼ一致している。このことは、火成活動と、地表の運動とが対応して行われたことを、しめすものである。

あ と が き

根室半島地域は、白堊紀末に、根室層群堆積開始期の、曹長石にとむソレーライト岩系安山岩、堆積盆の沈降から隆起への転換期に活動する正長石にとむアルカリ岩系玄武岩、その後にくたたび、アノーソクレスにとむ安山岩の活動があり、さらに最後に、まったくアルカリ鉱物をふくまない安山岩の活動と、一連の火成活動が行われている。アルカリ玄武岩は、化学組成がソーダよりもカリにとむことを持ちようとしているが、安山岩類は、構成鉱物のうえから、むしろソーダにとむものとみられる。このことは、原岩漿がカリにとむものではなく、むしろ玄武岩が、まったく性質の異なる2種の成分から成立つことと結びついて、母岩漿が進入の途上カリに富化されたことをしめすものと推定される。

この論文では、アルカリ玄武岩の岩質と進入形態についての考察をのべた。今後、安山岩類の地質構造要素や進入機構を明らかにすることによつて、アルカリ玄武岩の進入機構は、より明らかにされ、その対比のうえで、原岩漿からアルカリ岩漿や、カルク・アルカリ岩漿が導かれてくる本質的な問題が、具体的にしめされてくるものとみられる。

参 考 文 献

- 1) T. Tokuda: On the Echelon Structure of the Japanese Archipelago. Jap. Jour. Geol. Geogr., Vol. 5, No. 1~2, pp. 41~76, 1926~27.
- 2) 本間不二男: 本邦における火成岩地質学の諸問題, 小川博士還暦祝賀地学論叢, pp. 383~434, 1930.
- 3) J. Suzuki: On the occurrence of aegirine-augite in natrolite veins in the dolerite from Nemuro, Hokkaido. Jour. Fac. Sci. Hokkaido Imp. Univ, Ser. 4, Vol. 4, pp. 183~191, 1938.
- 4) 八木健三: 北海道納沙布岬の玄武岩類, 科学, Vol. 18, pp. 323~326, 1948.
- 5) 同: アルカリ岩に関する二, 三の問題, 地球科学, Vol. 1, pp. 6~10, 1949.
- 6) 舟橋三男: 玄武岩の問題, 地球科学, Vol. 10, pp. 1~14, 1953.
- 7) 八木健三: 玄武岩マグマの分化作用について, 地球科学, Vol. 14, pp. 17~22, 1953.
- 8) 鈴木 醇: 北海道産枕状熔岩類について, 北地要, Vol. 26, pp. 11~20, 1954.
- 10) 河合正虎: 昆布森図幅, 地質調査所, 1956.
- 11) M. Minato, K. Yagi, M. Hunahashi: Geotectonic Synthesis of the Green Tuff Regions in Japan, Bull. Earth. Rese. Inst, Vol. 34, part. 3, pp. 237~265, 1956.
- 12) 佐々保雄: 色丹列島の地質 (要旨), 北地要, Vol. 34, 1957.
- 13) 吉田三郎: 北海道東部浜中村附近の白堊系について (予報), “日本後期中世界の研究” 連絡紙, Vol. 7,
- 14) 八木健三: 根室半島のアルカリ岩—特にその枕状熔岩について, 鈴木醇教授還暦記念論文集, pp. 287

* 根室半島の粗粒なピクライト質玄武岩も、かつて斑れい岩といわれたことがある。

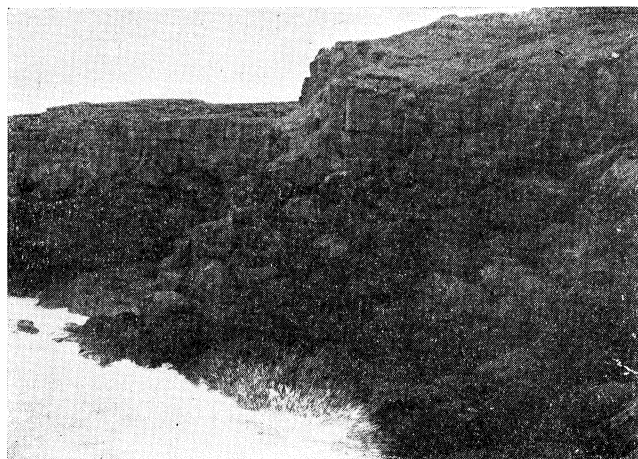
** 藤原哲夫の調査による。

1958.

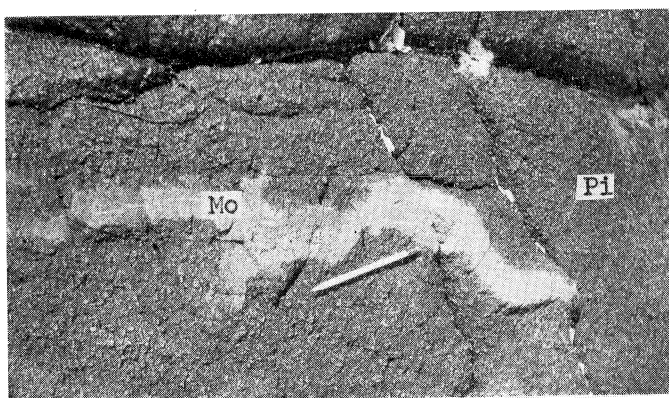
~298, 1958.

- 15) 三谷勝利・藤原哲夫・長谷川潔： 根室南部図幅，北海道立地下資源調査所，1958.
- 16) 橋本 亘： 蝦夷樺太地向斜地域の地史に関する考察，藤本治義教授還暦記念論文集，pp. 101~112, 1958.
- 17) 藤原哲夫・三谷勝利： 納沙布図幅，北海道立地下資源調査所，1959.
- 18) 長谷川潔・三谷勝利： 根室北部図幅，北海道立地下資源調査所，1959.

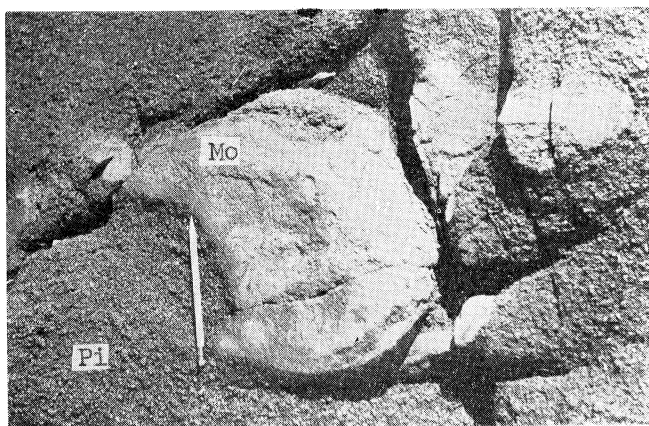
図版 1



1. 車石の産状 (花咲岬)



2. モンゾニ岩の産状 (根室港)

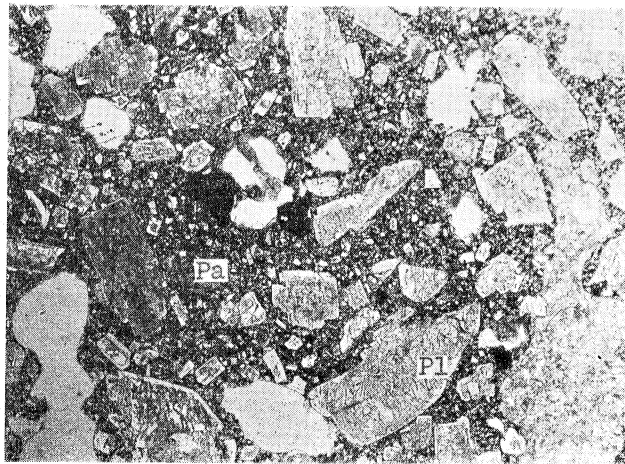


3. モンゾニ岩の産状 (根室港)

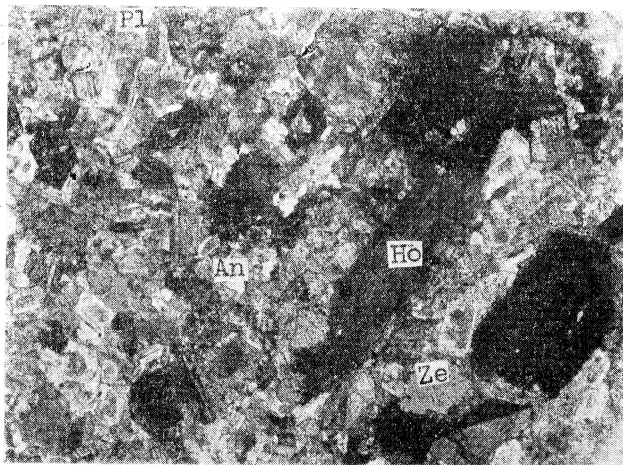
Pi: ピクライト質玄武岩 Mo: モンゾニ岩

顕微鏡写真は倍率 20×

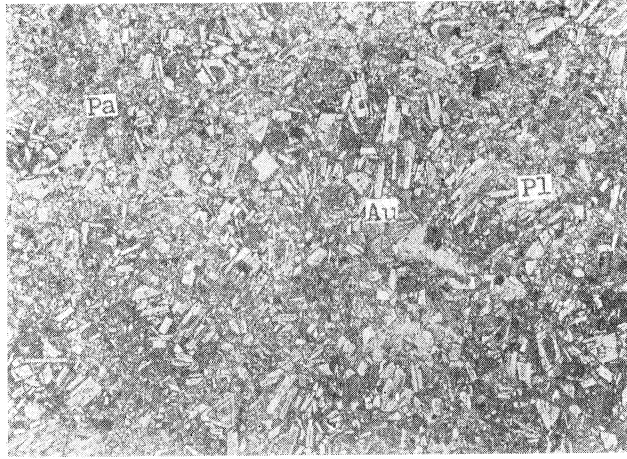
Ol: かんらん石	Bi: 黒雲母
Au: 普通輝石	Pl: 斜長石
Aa: エチル輝石	Or: 正長石
Pa: ピチオン輝石質輝石	An: アノソクレス
Ho: 角閃石	Ze: 沸石類



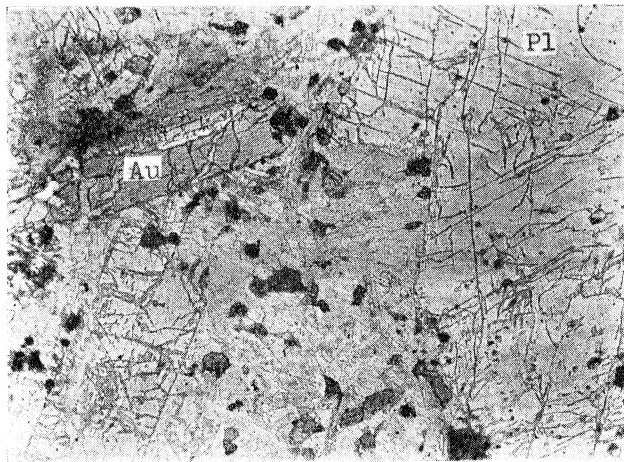
4. ノッカマップ層にある輝石安山岩



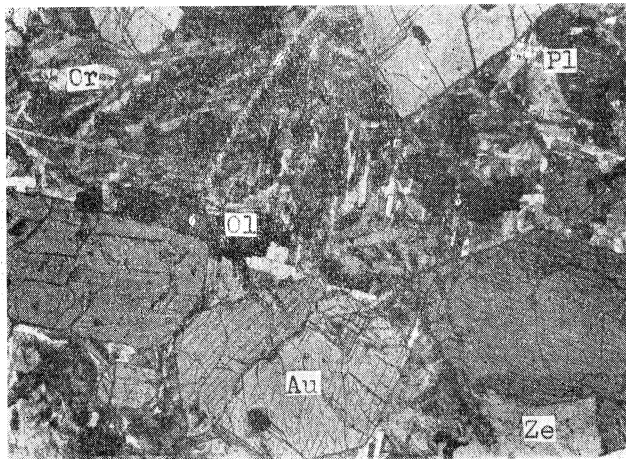
5. 落石層にある角閃石安山岩



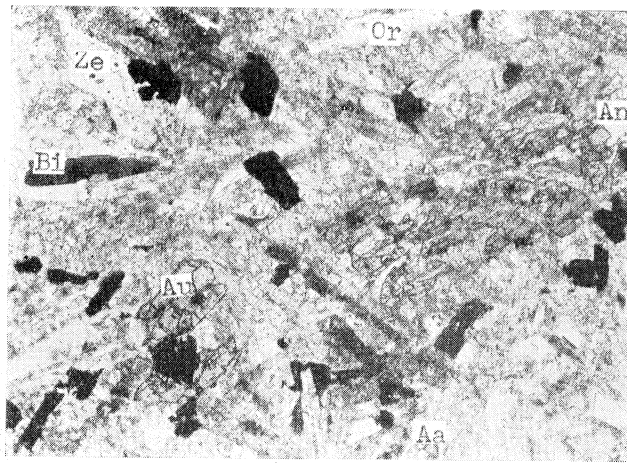
6. ユルリ層最上部の輝石安山岩



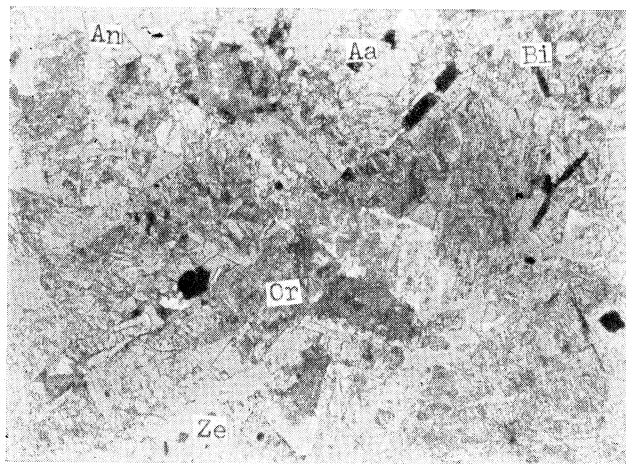
7. 含かんらん石粗面玄武岩 かんらん石粗面粗粒玄武岩



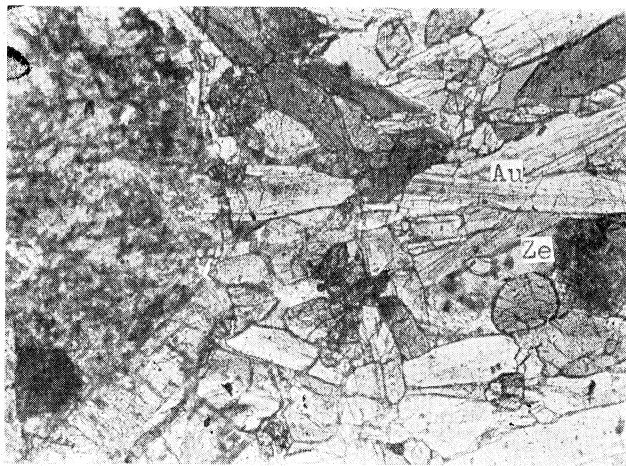
8. ビクライト質玄武岩



9. 紅色モンゾニ岩



10. 閃長岩質脈



11. 輝石脈