

奥尻島西部の深成作用と鉱化作用 —北海道西部地域白亜紀-第三紀初期の鉱化作用(1)—

成田 英吉* 太田 英順** 大森 江い*** 寺島 滋***

NARITA, E., OHTA, E., OHMORI, E. and TERASHIMA, S. (1980) Plutonism and related mineralization of the western area, Okujiri island, Hokkaido—Study on the mineralization of late Mesozoic to early Tertiary in western Hokkaido, Japan (1)—. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 31(2), p. 55-71.

Abstract: The basement rocks of the Okujiri island, western Hokkaido consist of volcano-pluton of late Mesozoic era, and some minor metallic mineralizations are known. The volcano-plutonic rocks are characterized by the presence of dacitic welded tuff and granodioritic rock. The latter shows various kinds of rock facies changing from microgabbro to microgranophyre in the western area of this island.

There are attended the characteristic wall rock alterations as a) epidote-chlorite-albite, b) sericite-quartz and c) orthoclase-tourmaline caused through the process of mineralization which formed ore of porphyry copper type and of silver-bearing Pb-Zn vein type associated with tourmaline, topaz, cassiterite, scheelite and molybdenite. Both types of ore are regarded to be formed as the result of high temperature mineralization while the intrusives are considered to be high-level granitoids because of zonal texture of plagioclase and micrographic texture of quartz-orthoclase. Consequently, the mineralization in question may belong to a xenothermal type.

1. はじめに

北海道西部のグリンタフ地域には先新第三紀の基盤岩が地塊状に露出する。これらの基盤岩中には中生代末の深成岩類の侵入が知られ、小規模ながらそれらに関係する鉱化作用をともなっている。本地域の西端に位置する奥尻島の基盤岩中には中生代末の深成岩類が同島東部、北部、西部、中央部に広く分布し、これらに関係する Au, Ag, Sn, W, Mo, As, Sb, Cu, Pb, Zn の小規模な鉱化作用がともなわれている。

日本列島の中生代変動帯には顕著な火山-深成活動が知られ、西南日本内帯、東北日本には、これらの火山-深成作用に Sn, W, Mo をともなう特徴ある金属鉱化作用が知られている。奥尻地区の鉱化作用も類似の性格をもつもので、この報告では奥尻島西部地区の深成岩、鉱化作用について記載する。

この報告書作成にあたっては沢・山田両技官の調査資料の一部を使用させていただき、深成岩の一部については久保技官に検討していただいた。又、植田北海道支所長、北大理学部番場教授には、貴重な御意見をいただいた。これらの方々には厚く御礼申しあげる。

* 資料室 **北海道支所 ***技術部

2. 奥尻島西部の地質

奥尻島の地質・岩石については古く SUZUKI and NEMOTO (1935), 福富・園木 (1936) によって、又、SHIBATA (1961), 佐藤・白幡 (1965) や、最近では秦 (1976) の報告があり、その概要が報告されている。奥尻地区の鉱床区は BAMBА (1977) によって北海道の地質区と関連して北海道西部中生代-新第三紀初期のものとしてまとめられている。

当地区の地質は、主として先新第三紀基盤深成岩、火砕岩とそれらを不整合に覆う新第三紀の火砕岩類で構成される。とくに、西部地域では、先新第三紀の酸性深成岩類、中性-酸性火砕岩類(奥尻層、藻内溶結凝灰岩層)、新第三紀中新世の基底玄武岩(松江武岩)、石英安山岩、角閃石安山岩溶岩、同質火砕岩(青苗層主部)および輝石安山岩質火山角礫岩(米岡層)、鮮新世の凝灰角礫岩、凝灰質砂岩、安山岩溶岩(神威山層)で構成される(秦, 1976)。地質の概要は秦によって詳細にのべられているので、ここでは鉱化作用に関係深い先第三紀の堆積岩、火成岩についてのみ記述する。

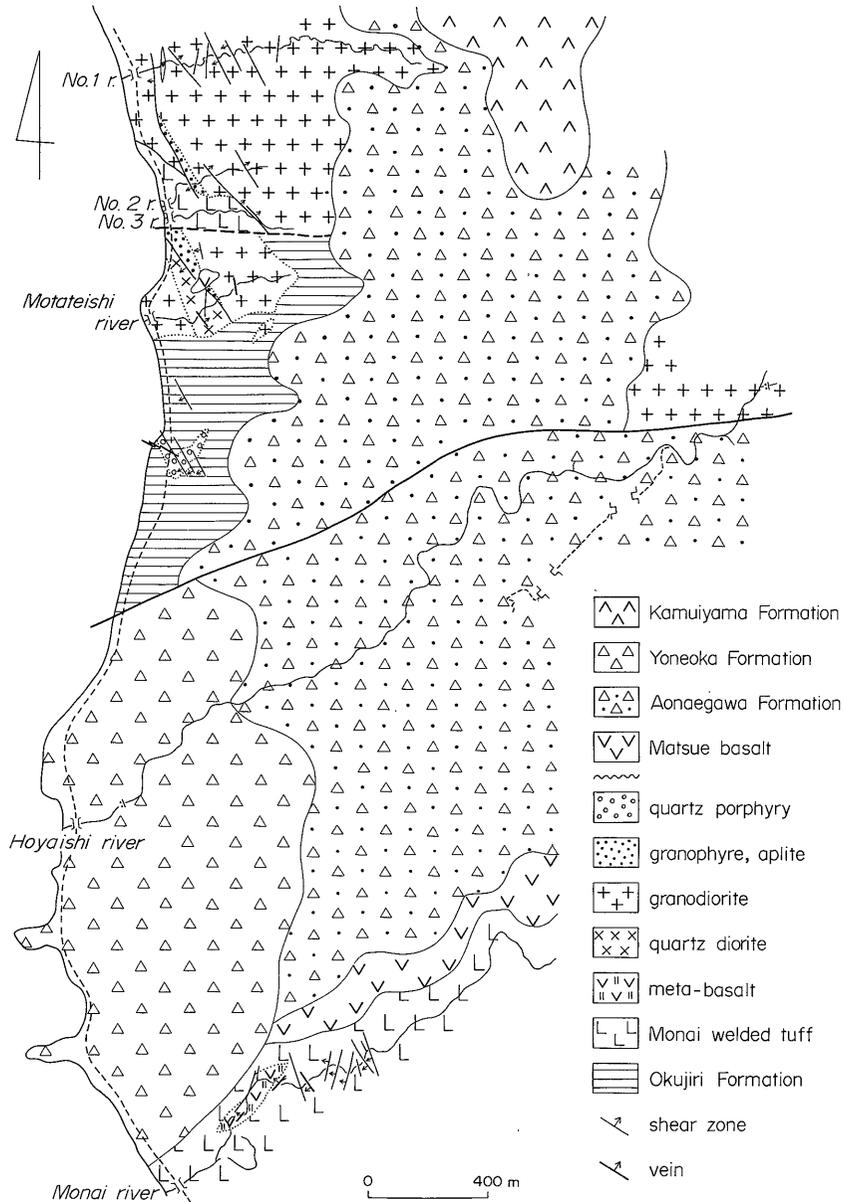
調査地域は、中央部をほぼ東西に走る断層で2地区に分けられ、両地区はいずれも新第三紀の火砕岩、溶岩で

覆われるが、北部地区は上記断層を境にして上昇した地域で、南部に比べ先第三紀の基盤深成岩類が良く露出する。南部はそれに比べて先新第三紀の基盤堆積岩類が比較的広く分布する(第1図)。

奥尻層はモタテシ川上流から、モタテシ南部の海岸地域に分布し、石英安山岩質凝灰岩、凝灰質砂岩を主とし、稀に砂質泥岩を挟在している。本層は地区の基盤をなすもので、深成岩による侵入を受け、熱変成作用によりホルンフェルス化している。本層は北部で深成岩と

東西断層で接し、青苗層に不整合に覆われるが、南部では同層と東北東断層で接している。

藻内層はモナイ川流域と2の沢、3の沢川口付近に小規模な分布をしめし、主として石英安山岩質溶結凝灰岩で構成され、同岩は暗灰色、硬質の岩石で、一見、石英、斜長石斑晶の多い石英安山岩様外観を呈する。本層中には、モナイ採石場で N70°E, 10°SE の走向・傾斜をしめす 1 m 程度の砂質凝灰岩を挟み、少なくとも上下 2 枚の火砕流堆積物の存在をしめす。また、2の沢では



第1図 奥尻島西部地区地質図

深成岩源のアルコース砂岩を挟在している。本層は弱い熱変成作用を受けホルンフェルス化している。

石英安山岩質溶結凝灰岩は、暗灰色の緻密な岩石で、斑状構造をしめすが、石基には溶結組織や石質破片が認められる。斑晶には斜長石>石英>正長石が認められるが、斜長石が圧倒的に多い。斜長石は半自形、破碎状で1.7 mm 前後のものが多く、大きなものでは3-4 mm 程度のものが認められ、 An_{30} 前後をしめす。正長石は斜長石の外側部に一部みられ、ペルト石状組織をもち、一般に1.0-1.5 mm で、大きなものは2.2 mm のものが認められるが量は少ない。石英は半自形-他形で融蝕状のものが多く、石基は全体に玻璃質だが、脱玻璃作用が認められ、微細な珪長質鉱物を形成している。部分的に細粒溜状、細脈状石英-黒雲母-磁鉄鉱-榑石のホルンフェルス状再結晶組織が認められる。

変玄武岩岩脈はモナイ川下流にみられ藻内層を貫き、一部同層と断層で接する。この岩石は斜長石>普通輝石>斑状斜長石で構成され、石基は玄武岩質な長柱状斜長石と細粒輝石からなるインターサータル組織を作っている。斜長石は長柱状で、一般に0.1-0.4 mm で、 An_{70} をしめす。斑状斜長石は0.7 mm 程度の短柱状のもので、累帯組織をしめし、中央部は An_{70} をしめすが外側は An_{92} をしめす。普通輝石は平均0.3 mm、最大0.7 mm、 $c\wedge Z=50^\circ$ で、石基、斑晶ともに二次的な細粒の黒雲母、角閃石に変わっているものが多い。二次的な黒雲母、角閃石は藻内層の諸岩石と同様に熱変成作用によるもので、微粒モザイク状集合、或いは細脈に産出する。角閃石は陽起石質のもので $c\wedge Z=19^\circ$ 、針状、放射状のものが多く、 $X=pale\ yellow$, $Y=pale\ yellowish\ green$, $Z=pale\ clear\ green$ の多色性をしめす。

この変玄武岩は藻内層を貫くが、熱変成作用を受けており、深成岩進入以前のもので藻内層の火山活動中に含まれる。

深成岩類はこれらの地層、火山岩類を貫き、それらに熱変成作用をあたえている。この岩石は主として花崗閃緑岩質のもので、石英斑岩、微文象岩、アプライト、石英閃緑岩、トンネル岩、微斑岩にわたる岩相が小規模に認められる(第2図、第1表、第2表)。微斑岩をのぞいて他の深成岩類は明確な境界をもたず、漸移的に移り変わるが、微斑岩は巨大な捕獲岩状(同源)の産状をしめし、花崗閃緑岩との間に石英、黒雲母の多いトンネル岩質岩を作って、微斑岩と明確な境界をしめす。

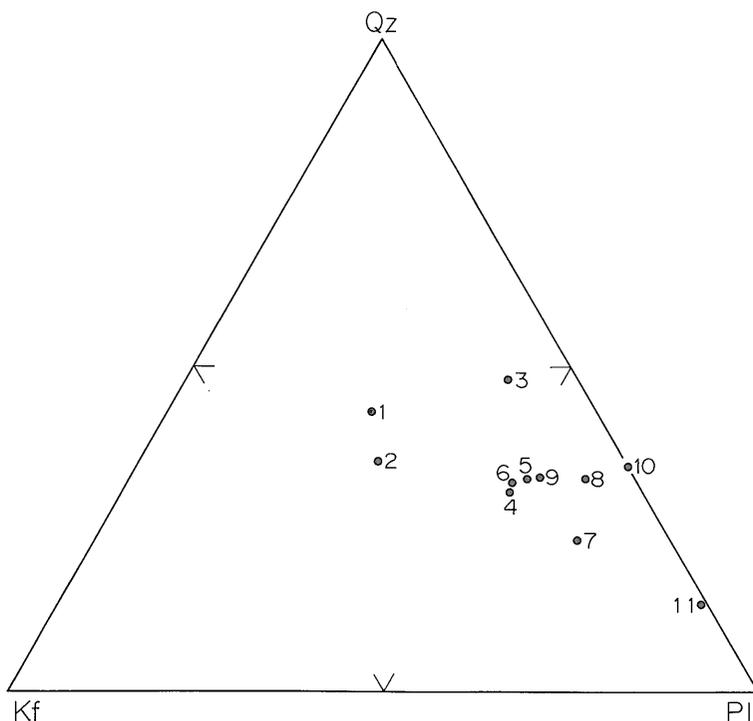
微斑岩は完晶質で斜長石>角閃石>黒雲母>石英で構成され、斜長石は0.3 mm の長柱状のものが圧倒的に多く、 An_{68} で、基質は微斑岩様組織をつくっている。

斑状斜長石は前者に比べて大きく2-4 mm 前後で An_{62} をしめすが量は少ない。角閃石、黒雲母は輝石から変わったものが多く、その仮晶をしめす。仮晶中には輝石の残晶がまれにみられ、普通輝石の性質をしめす。角閃石は半自形から他形で、針状、柱状結晶の集合で黒雲母と良く共生する。 $c\wedge Z=20^\circ$ で、 $X=pale\ yellow$, $Y=pale\ yellowish\ green$, $Z=pale\ green$ の多色性をしめす。黒雲母は角閃石と共に輝石を交代して形成されているが、モザイク状石英と共生する場合も多い。黒雲母は $X=pale\ yellow$, $Y\div Z=dark\ brown$ の多色性をしめす。石英は稀に0.8 mm 程度の斑状他形のものが認められるが、多くは長柱状斜長石の粒間に黒雲母・磁鉄鉱と共生して細粒モザイク状の集合を作っている。モザイク状石英、黒雲母は周辺の深成岩の熱変成作用によるものである。

トンネル岩は微斑岩と同様に幌内川南岸にみられ、比較的確な境界をもって微斑岩をとりかこむ。これは斑状の深成岩で、斑状斜長石>角閃石>黒雲母>石英>スカポライトからなる。斑状斜長石は一般に自形、半自形短柱状で累帯組織をしめし、大きなもので4 mm に達し、 An_{62} をしめす。スカポライトは他形で石英と同様の産状をしめすが、弱い壁開が認められる。角閃石は短柱状、半自形から他形、淡色で $X=pale\ yellow-colourless$, $Y=pale\ yellowish\ green$, $Z=clear\ green$ の多色性をしめし、 $c\wedge Z=22^\circ$ 、しばしば葉片状のものも認められ、陽起石質な角閃石である。基質は先にのべた微斑岩と同様な長柱状斜長石集合からなる組織を作るが、微斑岩と同様に再結晶性モザイク状石英と細粒角閃石、黒雲母を共生する。また、磁鉄鉱、ルチール、燐灰石の副成分鉱物や緑泥石、絹雲母、炭酸塩鉱物などの2次変質鉱物をともなっている。

石英閃緑岩はモタテシ川中流から海岸にほぼ北東北方向にのびて分布する中粒の岩石である。組成鉱物は斜長石>石英>黒雲母>角閃石>正長石と少量の磁鉄鉱、ジルコン、燐灰石をともなう。斜長石は比較的長柱状の大型(約4 mm)のものと短柱状のものがみられ、前者は An_{64} 、後者は An_{40} をしめす。石英は一般に他形粒状で2-3 mm 程度のものが多く、大きなもので4-5 mm で、短柱状斜長石を含有しポイキリティック組織を作る。正長石は石英、斜長石間を埋め、一般に0.5-0.6 mm 前後の大きさで、ペルト石組織をもち、曹長石部に聚片状双晶が時折認められる。黒雲母は半自形から他形、一般に0.5-1 mm 前後で、大きなものでは4 mm に達するものがある。多色性は $X=pale\ yellow$, $Y\div Z=dark\ brown$ をしめす。角閃石は自形から半自形で、1-3 mm 前後、 $X=yellow$, $Y=pale\ green$, $Z=dark\ green$ の多

Quartz-orthoclase-plagioclase diagram



1. 微文象岩 (モタテ石地区), 2. アプライト (モタテ石地区), 3. 花崗閃緑岩 (モタテ石地区), 4. 5. 6. 7. 8. 花崗閃緑岩 (モタテ石地区), 9. 花崗閃緑岩 (梶内地区), 10. トナール岩 (梶内地区), 11. 微斑礫岩 (梶内地区)

第 2 図 深成岩類の Qz-Kf-Pl ダイアグラム

第 1 表 深成岩類のモード組成

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
|----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Qz | 42.7 | 33.8 | 41.5 | 27.1 | 29.0 | 28.1 | 20.0 | 26.0 | 26.0 | 24.0 | 8.1 |
| Or | 29.8 | 30.4 | 8.4 | 16.0 | 12.7 | 14.5 | 10.8 | 6.3 | 10.3 | — | 0.7 |
| Pl | 26.9 | 30.8 | 30.9 | 46.3 | 46.8 | 43.9 | 52.6 | 47.5 | 40.4 | 45.1 | 51.8 |
| Bi | 0.4 | 0.1 | 11.6 | 8.4 | 5.4 | 8.6 | 4.1 | 10.8 | 9.9 | 9.4 | 14.0 |
| Hr | — | 0.1 | 0.8 | 0.2 | 4.0 | 4.3 | 7.9 | 6.0 | — | 19.3 | 21.9 |
| Px | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 0.4 |
| ap | — | — | — | — | — | — | — | 0.2 | 0.3 | — | — |
| sp | — | — | — | — | — | — | 0.3 | — | — | 0.5 | — |
| op | 0.2 | — | 0.2 | 0.5 | 0.2 | — | 0.5 | 0.6 | 2.8 | 0.9 | 1.2 |
| ep | — | — | 0.4 | 0.5 | — | — | 0.5 | — | — | — | — |
| cl | — | 4.2 | — | 0.5 | 1.4 | 0.1 | 1.3 | 0.6 | 6.7 | 0.8 | 0.5 |
| sr | — | 0.6 | 6.2 | 0.5 | 0.5 | 0.5 | 2.0 | 2.0 | 2.6 | — | — |
| cb | — | — | — | — | — | — | — | — | 1.0 | — | 1.3 |
| | 100.0 | 100.0 | 100.0 | 100.0 | 100.0 | 100.0 | 100.0 | 100.0 | 100.0 | 100.0 | 100.0 |

1. 微文象岩 (モタテ石地区), 2. アプライト (モタテ石地区), 3. 花崗閃緑岩 (モタテ石地区), 4. 5. 6. 7. 8. 花崗閃緑岩 (モタテ石地区), 9. 花崗閃緑岩 (梶内地区), 10. トナール岩 (梶内地区), 11. 微斑礫岩 (梶内地区)

第2表 深成岩類の化学分析値と CIPW ノルム

| | 2 | 8 | 9 | 10 | 11 |
|--------------------------------|-------|--------|--------|--------|-------|
| SiO ₂ | 74.92 | 65.50 | 64.10 | 61.71 | 56.84 |
| TiO ₂ | 0.19 | 0.49 | 0.62 | 0.83 | 1.32 |
| Al ₂ O ₃ | 13.09 | 16.52 | 15.90 | 15.75 | 15.44 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.62 | 1.44 | 1.96 | 1.96 | 2.60 |
| FeO | 0.76 | 2.48 | 3.15 | 4.41 | 6.02 |
| MnO | 0.01 | 0.08 | 0.11 | 0.13 | 0.20 |
| MgO | 0.55 | 1.76 | 2.12 | 2.82 | 3.88 |
| CaO | 1.16 | 4.65 | 4.50 | 5.70 | 6.95 |
| Na ₂ O | 2.55 | 3.18 | 3.23 | 3.11 | 2.75 |
| K ₂ O | 4.83 | 2.70 | 2.55 | 1.80 | 1.85 |
| P ₂ O ₅ | 0.03 | 0.09 | 0.11 | 0.18 | 0.31 |
| CO ₂ | 0.04 | 0.08 | 0.64 | 0.60 | 0.62 |
| H ₂ O(-) | 0.16 | 0.20 | 0.20 | 0.17 | 0.16 |
| H ₂ O(+) | 0.91 | 0.97 | 0.84 | 0.99 | 1.05 |
| Total | 99.82 | 100.14 | 100.03 | 100.16 | 99.99 |

分析者：大森江い・寺島 滋

CIPW norms

| | | | | | |
|------|-------|-------|-------|-------|-------|
| q | 38.11 | 23.10 | 21.59 | 19.12 | 12.48 |
| c | 1.63 | 0.13 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| pl | 55.68 | 65.35 | 63.75 | 60.65 | 58.52 |
| or | 28.54 | 15.96 | 15.07 | 10.64 | 10.93 |
| ab | 21.58 | 26.91 | 27.33 | 26.31 | 23.27 |
| an | 5.56 | 22.48 | 21.35 | 23.70 | 24.32 |
| di | 0.00 | 0.00 | 0.20 | 2.79 | 6.66 |
| wo | 0.00 | 0.00 | 0.10 | 1.42 | 3.40 |
| en | 0.00 | 0.00 | 0.06 | 0.78 | 1.88 |
| fs | 0.00 | 0.00 | 0.04 | 0.59 | 1.38 |
| hy | 1.96 | 7.08 | 8.53 | 11.00 | 13.50 |
| en | 1.37 | 4.38 | 5.22 | 6.24 | 7.78 |
| fs | 0.59 | 2.70 | 3.31 | 4.76 | 5.72 |
| mt | 0.90 | 2.09 | 2.84 | 2.84 | 3.77 |
| il | 0.36 | 0.93 | 1.18 | 1.58 | 2.51 |
| ap | 0.07 | 0.21 | 0.26 | 0.42 | 0.72 |
| | 98.71 | 98.89 | 98.35 | 98.40 | 98.16 |
| D.I. | 88.23 | 65.97 | 63.99 | 56.07 | 46.69 |

2. アプライト(モタテ石地区), 8. 花崗閃緑岩(モタテ石地区), 9. 花崗閃緑岩(幌内地区), 10. トナル岩(幌内地区), 11. 微斑輝岩(幌内地区)

色性をしめす。又、淡黄色のジルコン、燐灰石、磁鉄鉱をともなっている。

花崗閃緑岩は深成岩体の主要部分をしめ、深成岩露出地域モタテシ川、No. 1 沢、No. 2 沢、ホヤ石川上流地域に広く分布する。一般に中粒の等粒状組織をしめし、斜長石>石英>正長石>黒雲母>角閃石と少量のジ

ルコン、燐灰石、磁鉄鉱で構成される。斜長石は累帯組織をもち、一般に3mm前後のものが多く、An₉₈からAn₄₂をしめす。石英は他形で2-2.5mm前後のものが多く、大きいもので4mmに達する。石英は斜長石の粒間を埋めるもの、細粒斜長石とポイキリティック組織を作るものがある。正長石は石英と同様に斜長石粒間を埋

め、他形で2mm前後のものが多く、ペルト石状組織、ごく稀に微ペルト石様組織を作るものがある。黒雲母は半自形-他形で0.5-1mm前後のものが多く、X=pale brownish yellow, Y≡Z=dark brown-reddish brownの多色性をしめす。角閃石は半自形、1-3mm前後のものが多く、大きなもので5mmに達するものもあるが量は少ない。多色性はX=yellow, Y=pale green, Z=dark greenで、 $c\wedge Z=27^\circ$ をしめす。ジルコンは淡黄色から無色で、稀に淡紅色のものもみられる。少量の燐灰石、磁鉄鉱をとともうが、後者は黒雲母と共存するものが多い。斜長石から変わった絹雲母、緑簾石、黒雲母から変わった緑泥石や黄鉄鉱などの二次変質鉱物をとともっている。

アプライトはモタテシ川中流から海岸に、また、No.2沢下流にはほぼ北東北方向に小規模な分布をする優白質な岩石で、主に細粒の石英>斜長石>正長石で構成される等粒状の岩石である。石英は粒状他形で1.8mm前後のものが多く、斜長石は半自形-他形で累帯組織をもち、内部の斜長石は An_{56} をしめすものがあるが、外側部のは石英より屈折率が低く曹長石質のものである。正長石は一般に0.5-1mmの粒状のものが多く、石英中のものは小型で、自形粒状をしめしペルト石組織が良くみられる。黒雲母は時折斜長石と共生し、緑泥石化しているものが多い。斜長石は又絹雲母化している場合がある。

微文象岩はNo.2沢のアプライト中の一部にみられるもので、主として、石英>正長石>斜長石で構成され、全体に微文象状組織をつくり少量の黒雲母、燐灰石を伴う。斜長石は細粒他形で、 An_{43} をしめす。この斜長石は石英とミルメカイト状組織を作る場合も認められる。正長石は極く一部マイクロクリン状の組織を作るものがあるが、多くはペルト石組織をつくり石英と微文象状組織をつくっている。黒雲母は少なく、葉片状で0.3mm前後の細粒の場合が多い。黒雲母は酸性岩になるにしたがって多色性が強くなり、X=yellow, Y≡Z=reddish brownをしめす。極く一部に、文象状組織をつくらず等粒状の組織をつくる部分があるが、この部分では石英>斜長石>黒雲母からなっている。

これらの深成岩類は、全体として斜長石の累帯配列、石英-正長石の微文象構造が良く認められ、中深度から浅所にかけての進入、急冷却の様子を良くしめしている。これらの深成岩類の分析値、ノルム、モードはそれぞれ第1図、第1表、第2表にしめした。これらの深成岩の性格については島津(1964)によって議論され、阿武隈帯の新期深成岩に属するものとされている。これらの岩

石の絶対年代は柴田・山田(1978)によって 95.8 ± 3.1 m. y. と測定されており、柴田・石原(1977)の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ の初生値の測定とあわせ、島津と同様に阿武隈の新期深成岩帯に属するものとされている。

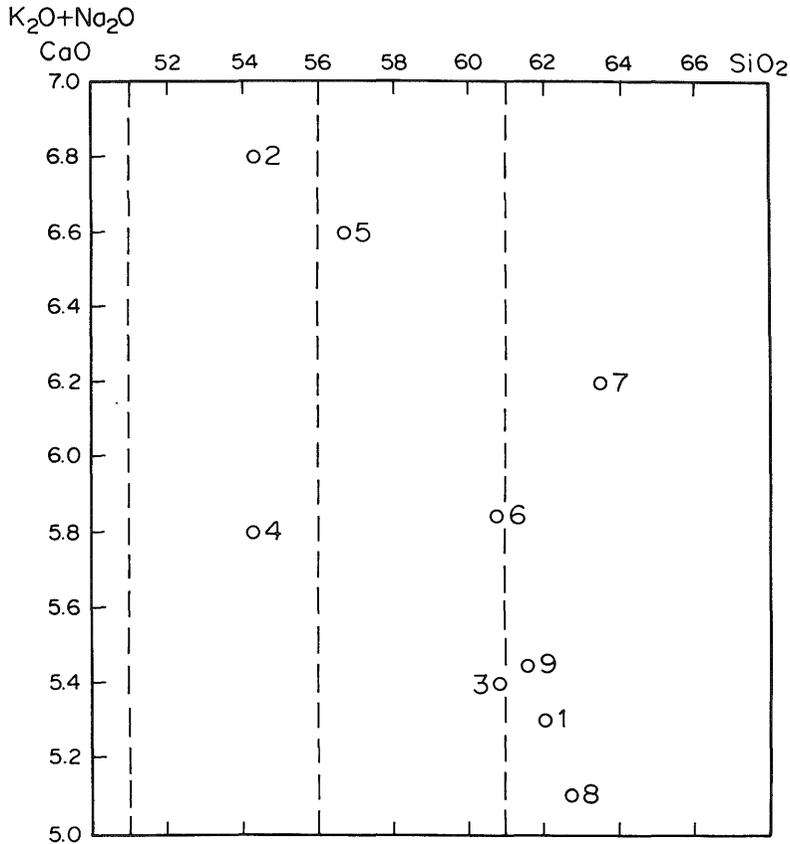
第3図は奥尻島西部の深成岩と北上、阿武隈山地の新期深成岩と比較のため作成したアルカリ・ライム指数による岩石系列図である。この資料は小野・曾屋(1974)と服部・野沢(1959)によってまとめられた分析資料をもとにしている。この図では奥尻島西部の深成岩の岩石系列は、北上山地蟹岳や阿武隈山地北部と南部の深成岩類の間に位置し、これらの岩石は岩相・岩質の多様性があるにもかかわらず近い岩石系列の指数をしめしている。

3. 基盤岩中にみられる構造

基盤堆積岩の褶曲構造は無層理の火山性堆積岩が多いため明らかでないが、薬内層中の凝灰岩はほぼ $N70^\circ E$ の走向を有し、南に 10° とゆるく傾斜する。一方、基盤岩中には特徴的な断層、断裂系が良く発達する。No.2沢の南には東西系の断層が推定され、地域の基盤地塊はその断層を境として、北部と南部で明瞭な違いがみられ、北部は大部分深成岩類でしめられ、南部は主として火山性堆積岩でしめられている。南部地域は新第三紀米岡層期以後の東北東系断層で2分され、北側には奥尻層、南側には上位の薬内層が分布し、南側に向って階段状に落ちた断層構造を作っている。これらの火山性堆積岩類は弱い熱変成作用を受け、No.2沢付近の深成岩に関係する堆積岩の分布・産出状態から、薬内沢には深成岩類の露出は認められないが、堆積岩全体の分布は深成岩を覆うルーフ・ペンダント状構造をつくるものと推定される。

地域の基盤岩地帯には、多くの断裂系の発達が認められる(第4図)。第1図、第9図では、比較的規模の大きなNW系断裂が主に記入されているが、頻度の高いものは $N10^\circ E-70^\circ E$ 系のもので、測定数の14%をしめ、これに次いで上記NW系($N50^\circ W-80^\circ SW$ 系)のものが11%をしめる。このように断裂系の主なものは、この2つの方向でしめられる。この他のものには $N-S-25^\circ E$ 、 $N10^\circ W-80^\circ SW$ 、 $N40^\circ W-80^\circ NE$ のものが、それぞれ6%みられる。これらの断裂帯は一般に絹雲母質粘土をとともうが、 $N10^\circ E$ 系のもは断裂の発達の規模が大きい。

調査地域の断裂系は、その規模、性格から $N50^\circ W-80^\circ SW$ 系を一次の張力裂力、 $N10^\circ E-70^\circ SE$ 系をフリクショナル・シェア裂力と仮定すると、ストレスの方向は北西 60° の方向から 30° 程度のゆるい傾斜で押し上げてき



1. 奥尻, 2. 姫神, 3. 蟹岳, 4. 広田, 5. 折壁-1, 6. 折壁-2, 7. 東稲,
8. 阿武隈北部, 9. 阿武隈南部

第3図 奥尻, 北上, 阿武隈地方白亜紀深成岩類のアルカリ-ライム指数

た形になる。しかし、この方向については、まだ検討を必要とする。

4. 鉱化作用

調査地域では、モタテシ川の露頭を除いて坑道探鉱されたものはなく、稼行の対象となる鉱床は知られていない。しかし、この地域には、深成岩に関する鉱化作用として花崗閃緑岩を母岩とする斑岩銅鉱床型鉱石(Plate 1-1)の転石、モリブデン鉱石など、また、鉱化作用には電気石-正長石をともなう高温型の変質作用がともなわれ、白亜紀-第三紀初期の鉱化作用を考察する上で、特徴ある、興味深い鉱化作用が認められる。

今回の調査で、この地域には、モタテシ川のNo. 2, No. 3, モナイ沢のNo. 4, No. 5の露頭が認められた。また、幌内海岸では、幅2mを超える電気石-石英脈が認められたのであわせて記載しておく。

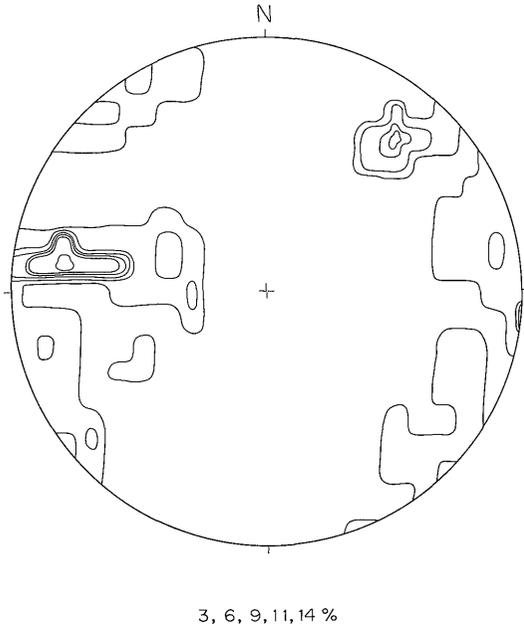
1) 幌内海岸, 電気石-石英脈: この露頭は幌内川川

口西約100m近くの海岸にみられ、花崗閃緑岩中にN10°-20°E・60°SEの走向・傾斜をしめす幅約2.5m、延長約7mの露頭である(第5図)。この露頭は(i)電気石-石英、(ii)石英-電気石-黄鉄鉱からなる2つの相と、両相を角礫化した3つの部分で構成されている。

(i) 電気石-石英相は暗黒色のもので、時に斑状の石英をともない、その組成鉱物は大部分淡褐色から淡緑色の多色性をしめす放射状、針状の電気石と粒状の石英で構成され、少量のルチル、榍石、燐灰石をともなっている。石英は一般に0.5-1mm前後の他形粒状のものでモザイク状の集合をするものが多い(第5図)。

(ii) 石英-電気石-黄鉄鉱相は白色の細脈、レンズ、溜状にみられるもので主として粒状の石英で構成されるが、少量の放射状電気石をともなっている。石英は2-4mm前後の粒状他形で、強い波状消光をしめすものが多い。黄鉄鉱の鉱染がしばしば認められる。

(iii) 角礫質相は、(i), (ii)相を切って破砕状石英-電気



第4図 奥尻島調査地区の裂カ系ステレオ投影図

石-硫化物で構成される。石英は破碎され角礫質になっていて、その粒間は再結晶性モザイク状の微細な石英で埋められている。電気石は(i), (u)相の放射状のものと異なって、細粒柱状あるいは針状の単結晶(0.05-0.2mm)の集合体をつくり、散点状のものは石英とポイキリティックな組織をつくっている。また、石英破碎部を埋める微細粒石英ともなって少量のルチール、黄鉄鉱、閃亜鉛鉱、方鉛鉱、燐灰石が認められる。

2) モタテシ川 No. 2, 硫砒鉄鉱-閃亜鉛鉱-方鉛鉱-輝水鉛鉱-黄鉄鉱脈: この露頭はモタテシ川上流270mの左岸にみられるもので、以前奥尻神泉鉱山によって坑道探鉱が行われた。この鉱床についての調査は福富・園木(1936)によって行われている。この調査での鉱石の分析品位を第3表にしめた。

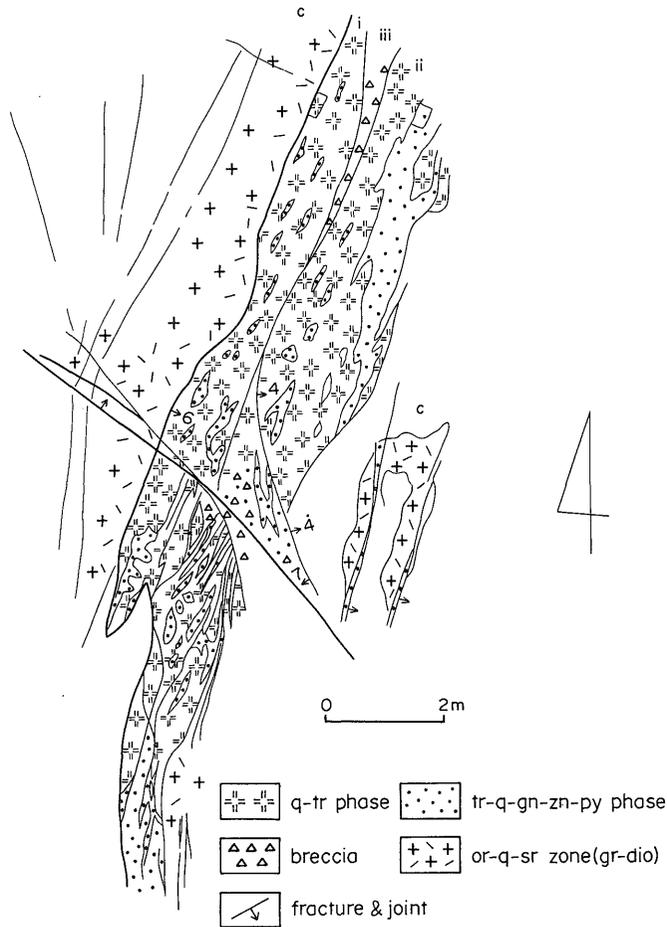
この露頭はモタテシ川下流に分布する石英閃緑岩中の鉱脈で(第6図)N25°W・70°SWの走向・傾斜をしめし、延長約7m、幅1.5mのものである。この鉱脈は第7図のスケッチにしめたように、中央部の(u)絹雲母粘土帯(50cm)、その両側に、すなわち下盤側に30cm、上盤側に70cmの幅の(i)硫砒鉄鉱-黄鉄鉱-閃亜鉛鉱-方鉛鉱-絹雲母-石英帯、下盤側の(i)帯中の(u)不毛白色石英脈の3相でつくられている。(i)硫化物-絹雲母-石英の相は更に内側の絹雲母を主とする亜相と外側の比較的硫化物をともなう暗灰-黒色の絹雲母-石英の亜相に分けら

れ、後者の亜相の暗黒色部には墨流し状に微細な輝水鉛鉱が共生する(Plate 1-7)。絹雲母は不毛石英を除いて後期に形成されたもので、葉片状、放射状の結晶を作って粒状石英(一般に1.5mm前後)をとり囲んでいる。硫砒鉄鉱、閃亜鉛鉱、方鉛鉱、黄鉄鉱、ルチール(Plate 1-6)、榭石、燐灰石は絹雲母と共生して形成されているものが多い。また、粒状石英中に微細な錫石、電気石がみられ、電気石は青緑色、淡褐色、淡黄色の多色性をしめす。

3) モタテシ川 No. 3, 硫砒鉄鉱-黄鉄鉱-閃亜鉛鉱-絹雲母脈: この鉱脈はモタテシ川上流600m付近の川底に露出するN10°W・70°NEの走向・傾斜をもつ幅約1mの鉱脈である。この鉱脈の主成分鉱物はほとんど絹雲母でしめられ、硫砒鉄鉱、黄鉄鉱、少量の閃亜鉛鉱や墨流し状の微粒輝水鉛鉱の細脈をともなっている。この絹雲母は比較的粗粒で、0.2-0.4mmの粒度の葉片状、放射状の集合をつくっている。硫化物としては全体として硫砒鉄鉱、黄鉄鉱が多いが、閃亜鉛鉱がしばしばみられ、ポーノナイト、含銀四面銅鉱などと共生する。ポーノナイト、含銀四面銅鉱のX線マイクロアナライザーによる分析値は第4表、第5表にしめた。ポーノナイトと含銀四面銅鉱の共生はPlate 1-8にしめたように、含銀四面銅鉱をとり囲んでポーノナイトが形成され、ポーノナイトは青みがかった灰白色の反射色をしめし、異方性が認められる。含銀四面銅鉱の反射色は褐色で異方性は認められない。黄鉄鉱集合部の黄鉄鉱中の包有物として稀に灰重石が認められる。副成分鉱物としては、少量伴われる石英中に錫石、ジルコン、ルチール、榭石、燐灰石などが認められ、絹雲母中にはルチール、燐灰石、小粒の黄玉をともなっている。錫石は石英中に自形の結晶が認められる(Plate 1-4)。

4) モナイ沢 No. 4 絹雲母-石英珪化脈: この露頭はモナイ沢川口から約600m上流の河岸に位置し、N50°E・70°NWの走向・傾斜をもつ幅3.3mの珪化脈で、微粒の黄鉄鉱鉱染がみられる石英安山岩質凝灰岩を母岩とするものである。これは全体に珪化され、灰白色をしめす。この珪化岩は細かく破碎され、破碎粒間は絹雲母の網状脈で埋められている。硫化物は主として鉱染状の黄鉄鉱からなるが、絹雲母網状脈中に硫砒鉄鉱、黄銅鉱、閃亜鉛鉱、方鉛鉱や少量のルチールを伴っている。閃亜鉛鉱の色は他の脈にみられるものと異なって淡黄褐色から淡こはく色で、無色に近い透明度の高いものである。黄銅鉱は閃亜鉛鉱に、閃亜鉛鉱は方鉛鉱に交代されていて、それらの形成順序を良く示している。

5) モナイ沢 No. 5, 黄鉄鉱-白雲石-電気石-絹雲母



q-tr phase: 石英-電気石相, tr-q-gn-zn-py phase: 電気石-石英-方鉛鉱-閃亜鉛鉱-黄鉄鉱相, breccia: 角礫質部, or-q-sr zone (gr-dio): 正長石-石英-絹雲母帯 (花崗閃緑岩), fracture and joint: 裂カと節理

第 5 図 幌内海岸の電気石-石英脈スケッチ

第 3 表 No. 2 露頭鉱石分析値 (福富・園木, 1936)

| | 1 | 2 |
|------------------|--------|-------------------------------------|
| Au | 0.00 | 0.016 ⁰ / ₀₀₀ |
| Ag | tr | 0.723 ⁰ / ₀₀₀ |
| Cu | tr | 2.33% |
| FeS ₂ | 35.48% | |
| Pb | 0.35% | |
| Zn | 7.95% | |

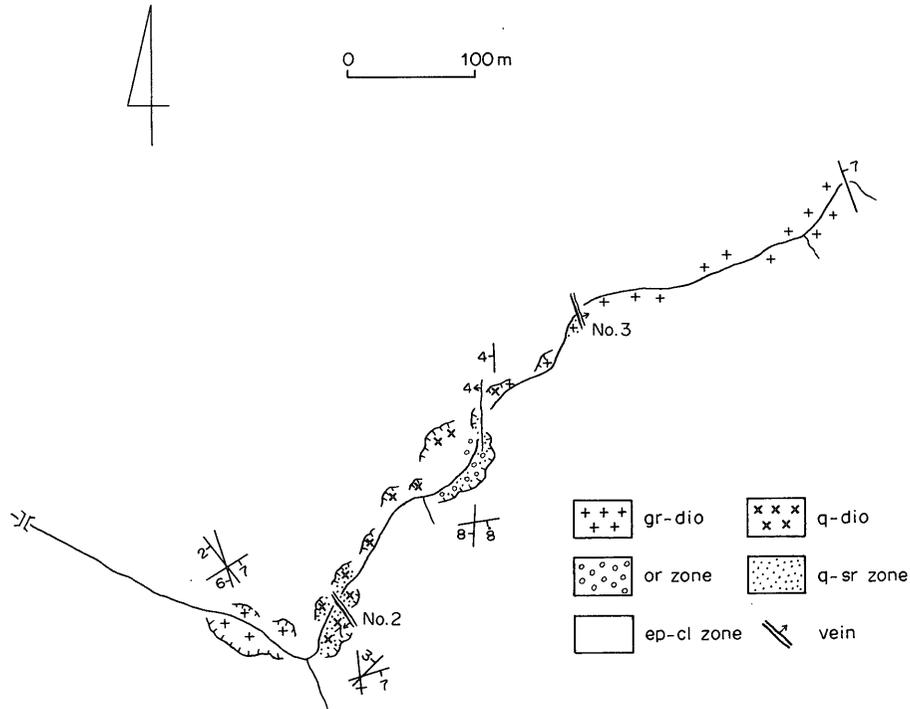
脈: この鉱脈はモナイ沢上流700mの右岸に露出する(第8図)。この露頭は石英安山岩質凝灰岩を母岩とし, N50°W-70°SWの走向・傾斜をもつ幅約50cmの脈で第9図にみられるように, 下盤側に約30cm幅の(ii)黄鉄鉱-絹雲母を主とする相と上盤側の(i)石英-絹雲母-黄鉄鉱の2

つの相からなり, この脈の上下盤に多量の電気石をとともなう正長石-石英の変質岩をともなっている。

上盤側の(i)石英-絹雲母相は, 黄鉄鉱を鉱染する石英-絹雲母亜相と塊状, 脈状黄鉄鉱濃集部の2亜相をつくっている。

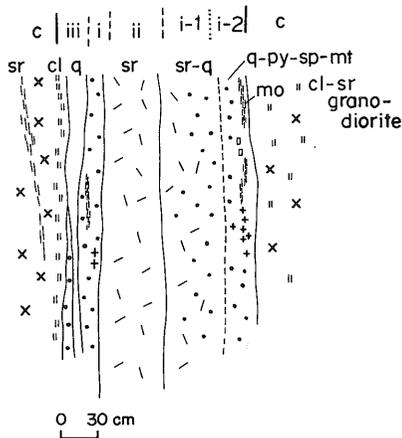
(ii)の黄鉄鉱-絹雲母相は, 微細な黄鉄鉱の鉱染で暗灰色を呈する絹雲母亜相と, 中央部や下盤側のレンズ状, 細脈状黄鉄鉱亜相の2亜相に分けられ, 黄鉄鉱亜相は黄鉄鉱-白雲石-電気石の鉱物組合せをしめす(Plate 1-3)。中央部黄鉄鉱細脈周辺の絹雲母は1-2cm間黄鉄鉱の鉱染がほとんどみられない白色の絹雲母帯をつくっている。

No. 2, 3, 5 露頭の絹雲母, No. 5 露頭下盤変質岩中の正長石をX線回折装置で同定した結果, 絹雲母はいずれも2M₁型のポリタイプで, 正長石は曹長石を含むパー



gr-dio: 花崗閃綠岩, q-dio: 石英閃綠岩, or zone: 正長石帯, q-sr zone: 石英-絹雲母帯, ep-cl zone: 綠簾石-綠泥石帯, vein: 鉍脈

第6図 モタテ石沢ルート・マップ



sr: 絹雲母, sr-q: 絹雲母-石英, q: 石英脈, q-py-sp-mt: 石英-黄鉄鉱-閃亜鉛鉱-磁鉄鉱, mo: 輝水鉛鉱, cl-sr: 綠泥石-絹雲母變質帯, granodiorite: 花崗閃綠岩

第7図 モタテ石沢 No. 2 露頭スケッチ

サイト質正長石であることが明らかになった。これらのX線データは第6表にしめた。

5. 母岩にみられる變質

この地域の鉍化作用に関する母岩の變質作用は基盤

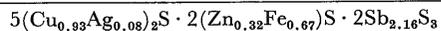
第4表 ボーノナイト鉍化学分析値

| | wt% | atom. ratio |
|----|-------|-------------|
| Cu | 11.82 | 1.86 |
| Ag | 0.12 | 0.01 |
| Pb | 41.96 | 2.03 |
| Fe | 0.07 | 0.01 |
| Sb | 25.85 | 2.13 |
| S | 19.19 | 6.00 |
| | 99.01 | |

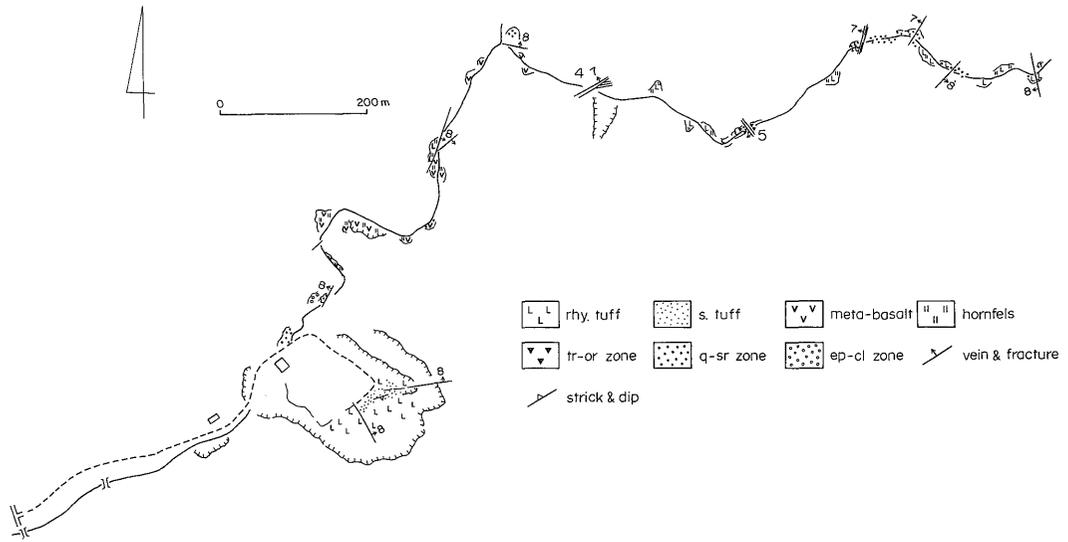


第5表 含銀四面銅鉍化学分析値

| | wt% | atom. ratio |
|----|-------|-------------|
| Cu | 33.84 | 9.25 |
| Ag | 4.79 | 0.77 |
| Zn | 2.34 | 0.62 |
| Fe | 4.30 | 1.34 |
| Sb | 30.30 | 4.32 |
| S | 23.99 | 13.00 |
| | 99.56 | |

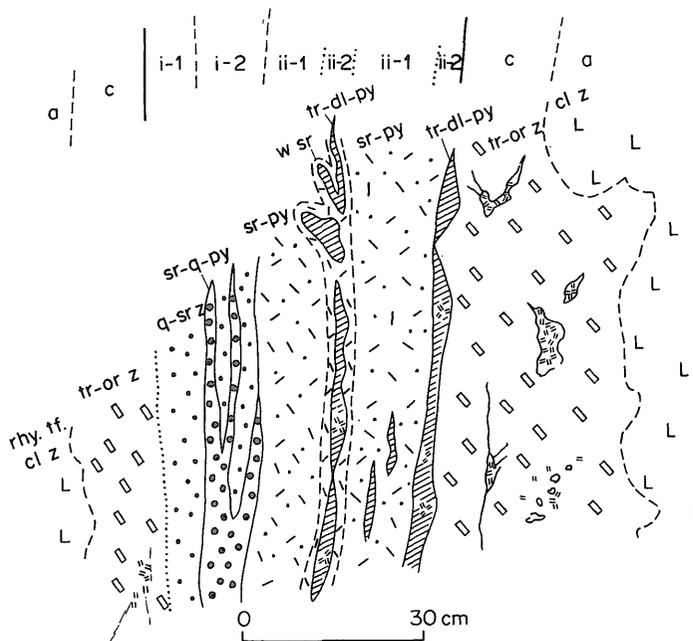


奥尻島西部の深成作用と鉍化作用(1) (成田英吉・太田英順・大森江い・寺島 滋)



rhy. tuff: 流紋岩質凝灰岩, s. tuff: 砂質凝灰岩, meta-basalt: 変玄武岩, hornfels: ホルンフェルス
 tr-or: 電気石-正長石帯, q-sr: 石英-絹雲母帯, ep-cl: 緑簾石-緑泥石帯, vein & fracture: 鉱脈と
 裂力, strick & dip: 走向, 傾斜

第8図 藻内川ルート・マップ



tr-dl-py: 電気石-白雲石-黄鉄鉱, w sr: 白色絹雲母, sr-py: 絹雲母-黄鉄鉱, q-sr z: 石英-
 絹雲母帯, sr-q-py: 絹雲母-石英-黄鉄鉱, tr-or z: 電気石-正長石帯, cl z: 緑泥石帯

第9図 藻内川 No. 5 露頭のスケッチ

第 6 表 絹雲母, 正長石 X 線回折資料

| Sericite | (2) | Sericite | (3) | Sericite | (5) | Microperthite | (5) |
|----------|-----|----------|-----|----------|-----|---------------|-----|
| d(Å) | I | d(Å) | I | d(Å) | I | d(Å) | I |
| 10.0 | 5 | 10.0 | 8 | 10.0 | 9 | 6.50 | 1 |
| 5.00 | 3 | 5.00 | 5 | 5.00 | 5 | 6.36 | 1 |
| 4.48 | 2 | | | 4.48 | 1 | 4.03 | 5 |
| 4.25 | 2 | | | 4.25 | 1 | 3.85 | 1 |
| 3.70 | 4 | 3.69 | 4 | 3.69 | 3 | 3.77 | 2 |
| | | | | 3.48 | 1 | 3.66 | 4 |
| 3.34 | 10 | 3.33 | 10 | 3.33 | 10 | 3.52 | 3 |
| 3.18 | 4 | | | 3.20 | 1 | 3.33 | 2 |
| 3.13 | 2 | | | | | 3.19 | 10 |
| 2.95 | 1 | | | 2.98 | 1 | 3.16 | 4 |
| | | 2.86 | w | 2.86 | w | 2.92 | 2 |
| 2.83 | 1 | | | | | 2.86 | 2 |
| | | 2.76 | w | 2.78 | 1 | | |
| 2.57 | 2 | | | 2.57 | 1 | 2.55 | 2 |
| 2.45 | 1 | 2.49 | 1 | 2.49 | 1 | | |
| 2.209 | 2 | 2.207 | 2 | 2.209 | 2 | | |
| 2.136 | 1 | | | | | | |
| 1.994 | 2 | 1.995 | 6 | 1.994 | 5 | | |
| 1.818 | 1 | | | | | | |

(2) No. 2 鉱脈中の絹雲母, (3) No. 3 鉱脈中の絹雲母, (5) No. 5 鉱脈中の絹雲母, (5) No. 5 露頭変質岩中の微ペルト石, w:非常に弱い

地塊全域に認められ, 熱水変質で特徴づけられる下記の 3 つの鉱物組合せからなる.

- a. 緑簾石-緑泥石-曹長石-石英-炭酸塩鉱物
- b. 絹雲母-石英
- c. 正長石-電気石-石英

a. 緑簾石-緑泥石-曹長石-石英-炭酸塩鉱物の変質は, 各鉱脈の最外側の変質帯にみられるだけでなく, 調査地域全域に広く分布する. この変質岩は全体に原岩石の組織を残し, 花崗閃緑岩では黒雲母, 角閃石の仮晶を残して緑泥石が生じ, 斜長石を交代して緑簾石, 絹雲母, 曹長石の形成がみられる. モタテシ川 No. 2 露頭付近では塊状の磁鉄鉱, 鉍染状の黄鉄鉱を伴っている.

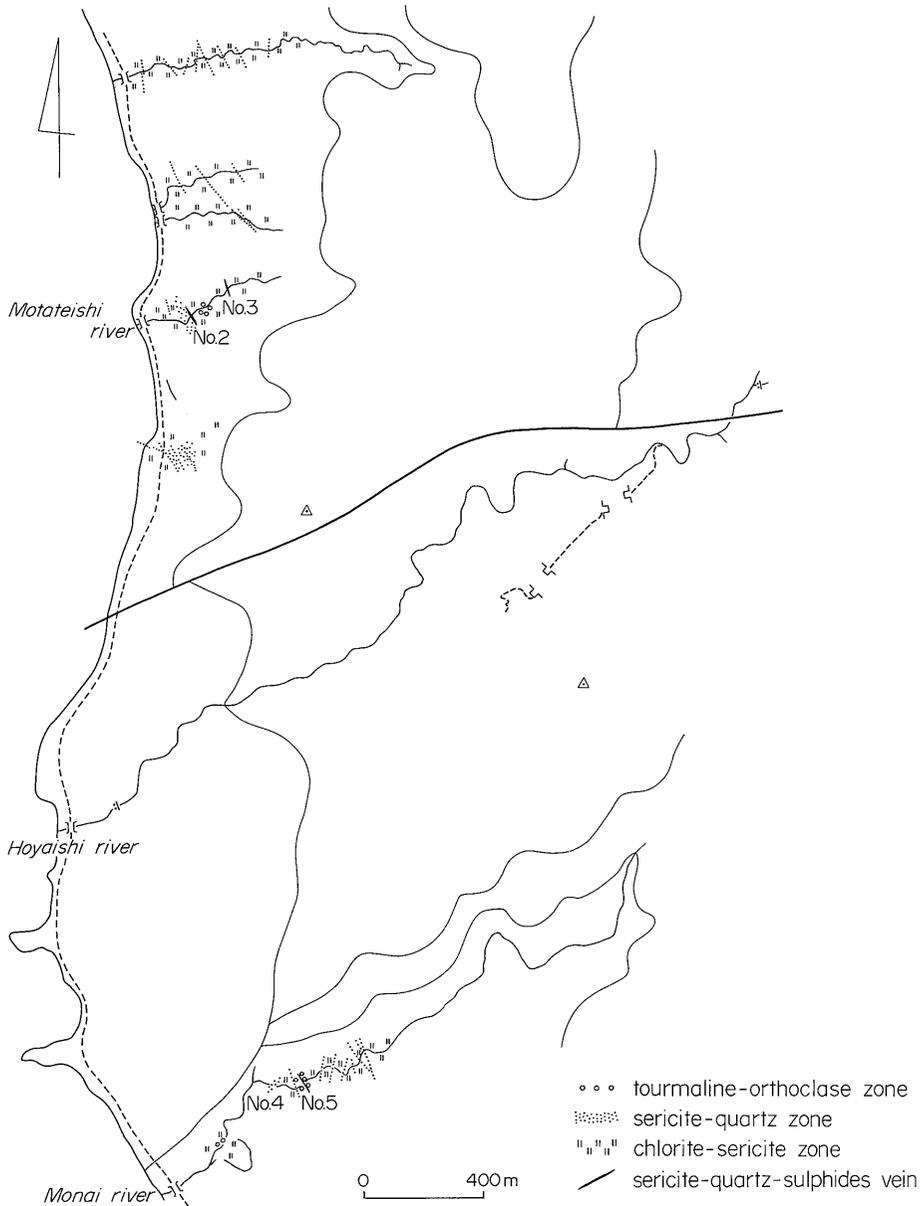
b. 絹雲母-石英の変質鉱物組合せは, モタテシ川 No. 3 露頭, モナイ沢 No. 4 露頭の脈際に観察されるが, それのみでなく地域全体の断裂に硫化物の細脈を伴って認められる (第 10 図). これらの絹雲母は鉱脈中のものと同様に比較的粗粒で, 0.2-0.4 mm に達するものが多く, しばしば, 閃亜鉛鉱, 黄鉄鉱, 硫酸鉄鉱の鉍染を伴い, また鉱脈中のものはすでにのべたように有用金属の硫化物, 酸化物, 特殊な珩酸塩鉱物と共存する.

c. 正長石-電気石-石英の変質はモナイ沢 No. 5 露頭, モタテシ川 No. 2-No. 3 露頭間, 幌内海岸の電

気石-石英脈などの周辺地域にみられる.

モナイ沢 No. 5 露頭の脈際にみられるこの変質は第 9 図のスケッチにみられるように, 脈の上盤側では(i)絹雲母-石英-黄鉄鉱相の上盤側に約 15 cm の幅で, 下盤側では(ii)絹雲母-黄鉄鉱相の下盤側に約 40 cm の幅でみられ, 淡紅色の正長石と網目状, 溜状の電気石を伴う変質岩をつくっている. この変質岩は母岩の石英安山岩質凝灰岩の組織を残さず, 大部分微細なモザイク状正長石と少量の石英からなる鉱物組合せを作る. 電気石放射状集合部に共生する正長石は自形菱形の結晶を作るものがある (Plate 1-2). また, 鉍染状の黄鉄鉱と少量のルチール, ジルコン, 燐灰石が共生する. この変質岩は外側寄りにややカオリン質粘土が多くなり, 緑簾石-緑泥石-絹雲母-カオリンの組合せをもつ変質岩に変わり, 更に鉍化変質を受けないホルンフェルス化した角閃石-黒雲母-石英の岩石に移り変わっている.

モナイ沢入口付近には数 mm の電気石-正長石の細脈が認められ, その周辺には数 mm の範囲で類似の変質を伴っている. この変質は電気石-モザイク状正長石-緑簾石の組合せをしめし, その外側は石英安山岩質凝灰岩の組織を残す緑簾石-緑泥石-曹長石組合せの変質岩をつくっている.



tourmaline-orthoclase zone: 電気石-正長石帯, sericite-quartz zone: 絹雲母-石英帯, chlorite-sericite zone: 緑泥石-絹雲母帯, sericite-quartz-sulphides vein: 絹雲母-石英-硫化物脈

第10図 奥尻島西部調査地区の変質帯分布図

この他、モタテシ川 No. 2-No. 3露頭間のは石英閃緑岩中に約60mの範囲にわたって絹雲母-正長石-石英の組合せをもつ変質岩を作り、幌内海岸の電気石-石英脈露頭付近のものは花崗閃緑岩中に同様な絹雲母-正長石-石英の変質鉍物組合せをもつもので、黄鉄鉍の鉍染と少量のルチール、燐灰石を伴っている。この変質は調

査地域全域では、全体として狭い範囲をしめるものである。

この地域の鉍化作用は電気石-正長石-輝水鉛鉍や転石にみられたような斑岩銅鉍床型鉍石の形成を伴うようなものであるにもかかわらず、高温と考えられる鉍化域は狭く、形成された電気石、輝水鉛鉍も一部をのぞいて細

粒放射状, 針状のものが多く, このような鉱化作用の性格は BUDDINGTON (1935) によって生野・明延 (KATO, 1927) や CLIMAX (BUTLER and VANDEWILT, 1931) の錫, 錫-タングステン, 輝水鉛鉱-正長石-石英鉱床の性格からゼノサーマル型鉱床として分類されたものであり, 先に記述した深成岩の浅所侵入の性格からも, この地域の鉱化作用は同型のものに含まれるものである。

6. ま と め

奥尻島西部の基盤岩類は, 東北東系の新第三紀以降の断層と古期の東西系の断層とで南側に落ちた階段状の構造を作って分布する。北側の基盤地塊は深成岩体を主とし, 南西縁に先第三系の藻内層が分布する。中間地域をしめる東西断層, 東北東断層間は奥尻層が比較的広く分布し, 北部に窓状に深成岩が露出する。東北東断層以南の地域では深成岩は全くみられず藻内層のみが分布する。これらの先第三系は全体に弱い熱変成作用を受けている。

深成岩類は幌内川の微斑斑岩を含めてトナル岩, 石英閃緑岩, 花崗閃緑岩, アプライト, 微文象岩からなるが大部分は花崗閃緑岩である。これらの岩石には, 正長石, 石英による微文象組織や斜長石中の累帯組織が認められ, 比較的浅所侵入の深成岩と考えられる。

断層構造は $N10^{\circ}W-70^{\circ}NW$, $N50^{\circ}W-65^{\circ}NE$ のものが顕著で, とくに後者のものは前者のものに比べて規模が大きい。硫化物を伴う鉱脈は特定の断層系に規制されず, 様々な方向の裂かに形成されているが, これらの裂かには絹雲母, 硫砒鉄鉱, 黄鉄鉱, 珪化作用がみられ, 地域の鉱化作用との深い関連性を伺わせる。

鉱化作用は1)電気石-石英(硫化物), 2)絹雲母-石英-硫化物, 3)絹雲母-硫化物, 4)石英-絹雲母-硫化物, 5)絹雲母-電気石-白雲石-黄鉄鉱などの鉱脈が認められ, その周辺の母岩に電気石-正長石(ポタシク), 絹雲母-石英(フィリック), 緑簾石-緑泥石-曹長石-絹雲母-石英-炭酸塩鉱物(プロピリティック)の変質岩を作っている。一般的な斑岩銅鉱床型の鉱化変質と類似の性格をしめしている。伴われる硫化物には黄鉄鉱を主とするが硫砒鉄鉱, 黄銅鉱, 閃亜鉛鉱, 含銀四面銅鉱, ポーノナイト, 輝水鉛鉱, 磁鉄鉱, ルチール, 錫石, 灰重石などが認められ, 鉱化変質帯には電気石, 正長石, 曹長石, $2M_1$ 型雲母のポリタイプ, 黄玉などが認められた。これらの鉱化作用は深成岩の性格ともあわせて浅所高温型鉱化作用の一類型と考えられる。

西南日本内帯, 東北日本, 北海道西部の基盤岩中にみられる中生代末の鉱化作用には類似のものが認められ,

同種, 同型の鉱床が知られている (NARITA, MIMURA and KOMURA, 1979)。

奥尻島の深成岩の性格は, 阿武隈型(島津, 1964; 柴田・山田, 1978)と言われている。しかし, 鉱化作用の性格は北山土地の鉱床(五十嵐・島津, 1961)に類似する。これらの問題については, 西部北海道の基盤地塊の中生代末の深成岩や鉱化作用を含め, あわせて検討していきたい。

文 献

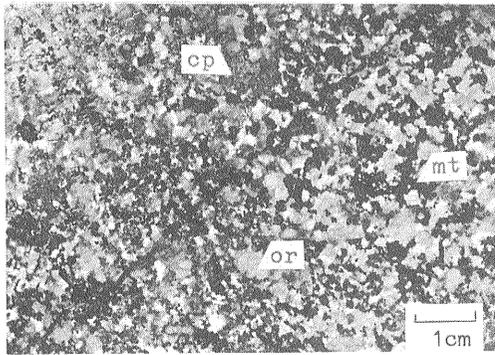
- BAMBA, T. (1977) Metallogenic Province of Hokkaido. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, Ser. IV, vol. 17, p. 695-708.
- BUDDINGTON, A. F. (1935) High-temperature mineral associations at shallow to moderate depths. *Econ. Geol.*, vol. 30, p. 205-222.
- BUTLER, B. S. and VANDERWILT, J. W. (1931) The Climax molybdenum deposit of Colorado. *Colorado Sci. Soc. Proc.*, p. 311-353.
- 秦 光男(1976) 北海道奥尻島の新第三系と佐渡島との対比。新潟大学理学部地質鉱物学教室研究報告, no. 4, p. 91-96.
- 服部 仁・野沢 保(1959) 本邦産花崗岩質岩石の化学成分。地質調査所。
- 福富忠男・古館兼治(1936) 北海道有用鉱産物調査報文(第7報)。北工試報告, no. 61, p. 121-182.
- KATO, T. (1927) The Ikuno-Akenobe Metallogenic Province. *Japan Jour. Geol. Geog.*, vol. 5, p. 122-133.
- NARITA, E., MIMURA, K. and KOMURA, R. (1979) Geology and Au, Ag, Sn, W, Cu, Pb, Zn mineralizations in central Hyogo Prefecture, Southwest Japan—Study on the mineralization of late Cretaceous to early Tertiary in the inner zone of Southwest Japan (1)—*Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 30, p. 209-230.
- 小野千恵子・曾屋龍典(1974) 北上山地の白亜紀花崗岩類, IV. 化学組成。地調報告, no. 251, p. 43-90.
- 佐藤文男・白幡浩志(1965) 西南北海道の花崗岩質岩の岩石化学的研究。岩鉱, vol. 54, p. 14-22.
- 沢 俊明・山田敬一(1968) 後志国奥尻島の銅鉱床

- 調査報告 (演旨)・地調北海道支所講演要旨録, no. 19, p. 36-38.
- SHIBATA, H. (1961) Chemical Composition of Japanese Granitic Rocks in regard to Petrographic Provinces Part IX. *Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku*, Ser. C, 8, no. 71, p. 19-38.
- 柴田 賢・石原舜三(1977) 日本の斑岩類および花崗岩類の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初生値. *MAGMA*, nos. 49, 50, p. 60-62, 火成作用研究会.
- 柴田 賢・山田直利(1978) 北海道, 奥尻島の花崗閃緑岩の K-Ar 年代. *地調月報*, vol. 29, p. 45-47.
- 島津光男(1964) 東北日本の白亜紀花崗岩 I, II. *地球科学*, no. 71, p. 18-27; no. 72, p. 24-29.
- SUZUKI, J. and NEMOTO, T. (1935) Chemical Composition of Granitic Rock of Japan. *Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, Ser. 4, vol. 3, no. 1, p. 17.

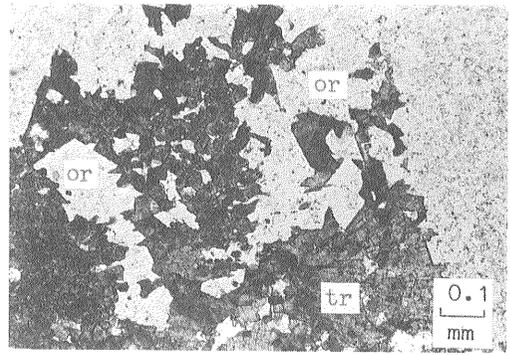
(受付: 1979年 8月16日; 受理: 1979年 9月27日)

Plate 1

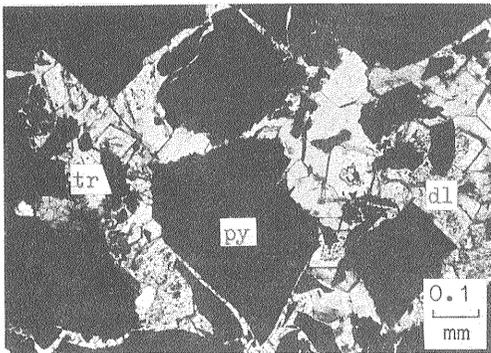
- 1 モタテ石沢斑岩銅鉱石転石。(鉱石試料) 石英閃緑岩中の鉱染状の黄銅鉱 (cp), 磁鉄鉱 (mt) とそれらと共生する二次正長石 (or).
- 2 No. 5 露頭下盤側の正長石 (or)-電気石 (tr) 変質岩。
(透過顕微鏡, 単ニコル)
- 3 No. 5 露頭中の電気石 (tr)-白雲石 (dl)-黄鉄鉱 (py) 鉱石。
(透過顕微鏡, 単ニコル)
- 4 No. 3 露頭中の絹雲母 (sr)-石英 (q)-錫石鉱石 (cs).
(透過顕微鏡, 単ニコル)
- 5 No. 3 露頭中の絹雲母 (sr)-硫砒鉄鉱 (asp) 鉱石。
(透過顕微鏡, 単ニコル)
- 6 No. 2 露頭中の輝水鉛鉱 (mo)-ルチール (rt) 鉱石。
(反射顕微鏡, 単ニコル)
- 7 No. 2 露頭中の細粒・葉片状輝水鉛鉱 (mo) 集合部。
(反射顕微鏡, 単ニコル)
- 8 No. 3 露頭中のポーノナイト (brn)-含銀四面銅鉱 (fr)-閃亜鉛鉱 (sp) 鉱石。
(反射顕微鏡, 単ニコル)



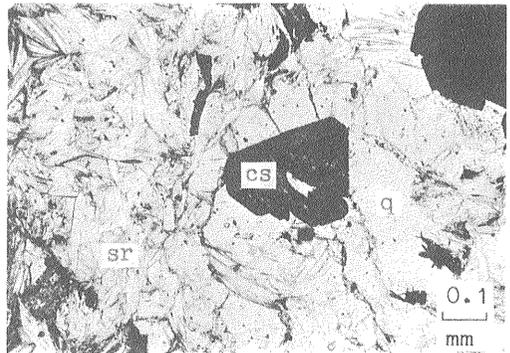
1



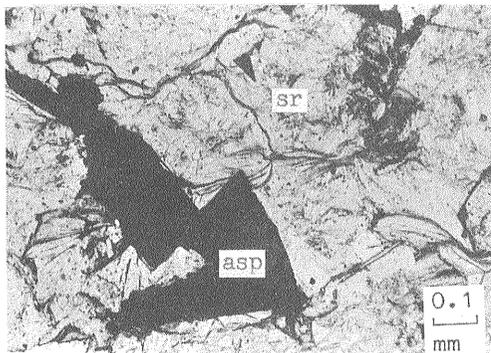
2



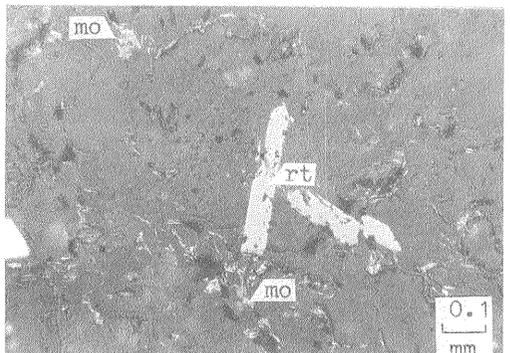
3



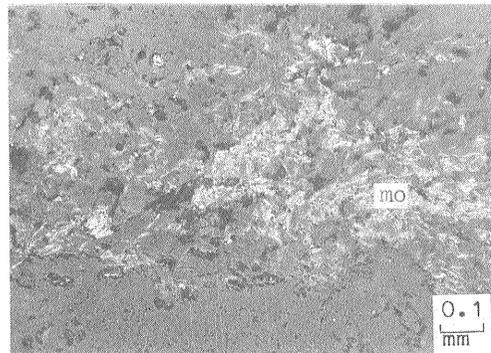
4



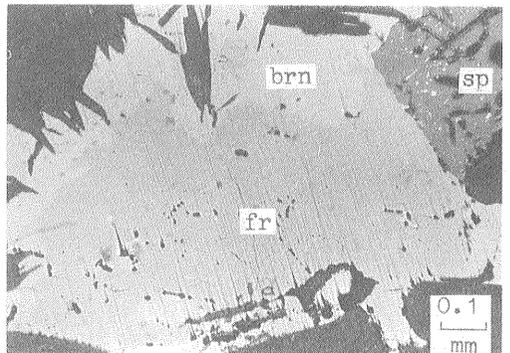
5



6



7



8