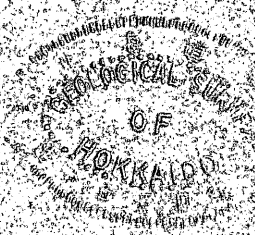


5 萬分の 1 地質圖幅  
說 明 書



# 札 内 岳

(釧路一第51号)

北海道地下資源調査所

昭和28年3月

5 万分の 1 地質図幅  
説 明 書

# 札 内 岳

(釧 路一第 51 号)

嘱託 橋 本 誠 二

北海道地下資源調査所

昭和 28 年 3 月



### 札 内 岳

左側のけわしい谷は札内川キノベツ沢がきざみこんだもの。がけの露頭はだいたいはんれい岩の境界をしめす。右側にピリカペタヌ沢源頭の圏谷がみえる。圏谷底のはじはかくれている。左後方にはエサオマントツタベツ岳の頂上が見られる。

# 目 次

|                       |    |
|-----------------------|----|
| はしがき .....            | 1  |
| 第 1 章 位置および交通 .....   | 2  |
| 第 2 章 地 形 .....       | 3  |
| I 山 地 .....           | 3  |
| II 扇状地および段丘 .....     | 6  |
| a 高位段丘群 .....         | 6  |
| b 上帯広扇状地 .....        | 6  |
| c 河段丘群 .....          | 7  |
| 第 3 章 地質概説 .....      | 7  |
| 第 4 章 日高層群 .....      | 7  |
| 第 5 章 池田層 .....       | 9  |
| 第 6 章 十勝第四紀層群 .....   | 10 |
| I 洪 積 層 .....         | 11 |
| a 高位段丘堆積物 .....       | 11 |
| b 上帯広扇状地堆積物 .....     | 11 |
| c 河段丘堆積物 .....        | 12 |
| II 氷 堆 石 .....        | 12 |
| III 沖 積 層 .....       | 12 |
| 第 7 章 火成岩概論 .....     | 12 |
| 第 8 章 火成岩各論 .....     | 17 |
| I 片麻状はんれい岩類 .....     | 17 |
| A 片麻状ノーライト .....      | 18 |
| 早期形成相                 |    |
| a 輝緑岩状ノーライト .....     | 19 |
| b グラニュライト状ノーライト ..... | 20 |
| 後期形成相                 |    |
| c 片麻状ノーライト .....      | 21 |

|    |                      |    |
|----|----------------------|----|
| d  | 含石英黒雲母角閃石ノーライト       | 23 |
| B  | 節理系                  | 24 |
| I  | はんれい岩類               | 25 |
| A  | かんらん石はんれい岩           | 29 |
| B  | ノーライト (ハイパライト)       | 30 |
|    | 早期形成相                |    |
| a  | 輝緑岩状ノーライト            | 30 |
|    | 後期形成相                |    |
| b  | ノーライト                | 31 |
| C  | 角閃石はんれい岩             | 32 |
|    | 早期形成相                |    |
| a  | 輝緑岩状角閃石はんれい岩         | 32 |
|    | 交代形成相                |    |
| b  | 斑状角閃石はんれい岩           | 33 |
|    | 後期形成相                |    |
| c  | 角閃石はんれい岩             | 33 |
| D  | 閃緑岩質はんれい岩            | 34 |
| E  | 節理系                  | 34 |
| II | セプタについて              | 36 |
| A  | 片麻状はんれい岩体のセプタ        | 37 |
| B  | はんれい岩体のセプタ           | 38 |
| IV | 片麻状花崗岩類              | 40 |
| A  | 片麻状花崗岩               | 41 |
| B  | 董青石・黒雲母片麻岩           | 42 |
| C  | 片麻状花崗岩のなかのはんれい岩ゼノリス  | 43 |
| D  | 節理系                  | 43 |
| E  | 片麻状花崗岩のともなう花崗岩質アプライト | 44 |
| V  | 花崗岩                  | 45 |
| A  | 黒雲母花崗岩               | 45 |
| B  | グラノファイア              | 46 |

|      |                             |    |
|------|-----------------------------|----|
| VI   | ピクライト質はんれい岩                 | 46 |
| 第9章  | 変成岩                         | 47 |
| I    | ミグマタイトに関連する変成岩              | 48 |
| A    | 黒雲母片麻岩                      | 48 |
| B    | (堇青石)黒雲母片岩                  | 49 |
| C    | 斑点状黒雲母ホルンフェルス               | 49 |
| D    | 変砂岩および粘板岩                   | 49 |
| II   | 深成岩侵入による接触変成岩               | 50 |
| A    | 片状(堇青石)黒雲母ホルンフェルス           | 50 |
| B    | 黒雲母ホルンフェルスおよび紫蘇輝石黒雲母ホルンフェルス | 50 |
| 第10章 | 地質構造                        | 50 |
| 第11章 | 応用地質                        | 53 |

文 献

図 版

折込み図

5 万分の 1 地質図幅  
説 明 書 札 内 岳 (釧 路 一 第 51 号)

嘱託 橋 本 誠 二

は し が き

この図幅は、北海道地下資源調査所の委嘱により昭和 26 年および 27 年の 7 月から 8 月にかけてそれぞれ 40 日間の調査の結果つくられたものである。

日高山脈幌尻岳および札内岳をふくむ広い地域は、この山脈の火成活動の一つの中心で、大きな深成岩体が発達している。この札内岳図幅には、その岩体の東南の一部がふくまれている。侵入岩体の全ぼうをしるためには図幅「幌尻岳」「千露呂」および「御影」をも参考にする必要がある。

この地域にかんするいままでの調査は、いずれもこの山地の概査また今度の調査にあたりてがかりとなつた。

この図幅の南部札内川および岩内川上流の地質は、木崎甲子郎および酒匂純俊の調査結果にもとづいている。この図幅をつくるにあたっては、日高研究グループの団体研究の討論におう点がすくなくない。また井尻正二・湊正雄・浅井宏・外崎与之の諸氏には現地で討論していただいた。研究グループの方々ならびにこれらの諸氏に感謝する。

野外調査にあたっては、帯広市本名木材株式会社、堀善次郎氏ほか現場の方々から厚意にみちた援助があたえられた。この援助なくしては、山深いこの地の踏査は不可能にちかかつたであろう。また帯広営林署、上美生造林事

業所の諸氏，帯広営林局志賀氏からもいろいろ便宜をはかつていただいた。心からお礼申しあげる。奥地の調査にあたり，ほとんど常に行をとともにされた北大理学部地質学鉱物学教室熊野純男氏の協力は，踏査にとつて欠くことのできないサポートであつた。また北大山岳部員あるいは静内町遠藤・井上両氏の助力も忘れることのできないものである。これらの方々には，わたくしは神々の住むという幌尻岳の，山のあいさつをおくる。

## 第 1 章 位置および交通

この図幅は，北緯  $42^{\circ}40'$  より同  $50'$  東経  $142^{\circ}45'$  より  $143^{\circ}$  の範囲をしめ，北部日高山脈の東面の山地と，それにぜつする十勝平原の一部とをふくむ。この地域は北から芽室町・川西村・中札内村にわけられているが，西南の一隅にわずかに日高国新冠郡新冠村がふくまれる。

図幅の大半が山岳地帯なので，村落の発達にはみるべきものがない。芽室町上美生および川西村八千代は，それぞれ農業の小さなしゅうらくとしてなりたっている。上美生には根室線芽室駅より  $16\text{km}$  の間バスの便があり，八千代へは帯広市から  $32\text{km}$  軌道が通じている。おもな道路線は，芽室より上美生をへて西伏見にいたるもの，帯広より川西・藤・広野をへて上八千代にたつする基線，およびこの二つをつなぐ上美生・雄馬別・八千代をつらねるものなどがあり，いずれも自動車を通じうる。山間では美生川ぞいにトムラウシ附近の造林小屋にいたる自動車路，トツタベツ川には八千代から  $16\text{km}$  ピリカバタヌ沢まで自動車路があつて，この出会に製材工場がある。

林内歩道は，トムラウシ川にいくらかあり，トツタベツ川では，エサオマントツタベツ川出会の造林小屋までのびているが，あとのものは伐木のためのものであるから，やがては放棄されるであろう。山間の踏査にあつては，上にのべた小屋，さらに奥地ではテントをはつて根拠地とした。



## 第2章 地 形

### I 山 地

狩勝峠におこり、南へつらなる日高山脈は、はじめは1,000 mないし1,400 mほどの高さをもつにすぎないが、メムロ岳(1,754 m)をへてピパイロ岳にいたると標高1,900 mをこえるようになる。ここからカムイエクウチカウシ(1,979 m)までの約50 kmの間には、1,900 mをこえる1,940 m峰・トツタベツ岳・幌尻岳・エサオマントツタベツ岳・1,900 m峰などの8座の山岳がつらなつている。カムイエクウチカウシより南では、山脈はしだいに低くなつてゆき、狩勝峠より約140 kmにして襟裳岬附近で太平洋に姿を没している。遠く十勝平原からこれらをのぞむと、けわしい山々がちようど鋸のはのようにならんでいる、といつても、山頂の高さにはほぼ一定するものがあつて、それらをむすんでゆくと、中央に高く南北に低いきわめてゆるく撓屈する線がえがける。

この山脈の中軸部をつくる岩石は、エサオマントツタベツ岳より北方の約50 kmは、おもに塩基性深成岩類から、またその南方は、おもにミグマタイトからなりたつている。ここは中核帯ということができるところであつて、この両側に地質について、また地形のうえからも、帯状の要素がつけくわえられているのである。

山脈は、一般に西にゆるく東に急斜する斜面をもつている。山稜は河川による侵蝕の結果いずれも鋭くやせていて、侵蝕輪廻の概念からいうところの壮年期の地形にあたる。前輪廻開折面にあたる平らな面は、ほとんど見当たらない\*。だがこの山脈の主稜より東西に派生している支脈の山脊には、ゆるい

---

\* カムイ岳(1,600 m)とベテガリ岳(1,721 m)との中ほどに中ノ岳(1,600 m)という山がある。この山の地図上(神威岳図幅)の標高は誤つていて、実際は1,500 mぐらいと考えられる。この中ノ岳附近の屋根はきわめてゆるく、また平らなもので、二重山稜の発達するところもある。中軸帯でゆるい侵蝕平坦面の存在を予想させるのは、ここだけであろう。(北大山岳部山崎英雄・熊野純男談)

傾斜をしめす部分が認められている。これらは、山麓階の残片として考えられている。この傾斜のゆるい山脊部をつらねてみると、山脈の西側には700 m・800 m~900 m・1,200 m・1,400 mの高さをもつ侵蝕面が考えられるという<sup>\*</sup>。また、山脈の東側には山地上階として1,000 m~1,200 mの高さの緩斜山脊および500 m~700 m また800 m~950 mの高さの侵蝕面、すなわち山地下階が発達していると報告されている<sup>\*\*</sup>。

札内岳図幅は、日高山脈の東斜面の一部とそれに接する十勝平原をふくむものである。したがって、山地は国境主稜から東方に派出するいくつかの支脈からでき上っている。これらは潤葉樹あるいは針葉樹のしげるところとなっていて、標高1,600 m近くから上方は這松が密生している。山地は、図幅の西側ではおもに深成岩類からなりたち、それらは山脈の一般走向から東へはりだしている。山地の高さは深成岩類の領域でいちじるしくふえているので、岩石の分布と山地の高さの間には、関連性があるようである。またゆるい傾斜の山脊を山麓階とみなすと、下限900 mの山麓階は深成岩類と堆積岩類との境いめにほぼ平行して分布する。

第1図にしめすように、この階より低い山麓階はこれより高位にある900 m~1,000 m および1,200 m~1,400 mの二階段にくらべて、かなりはつきりとした分布をもっているが、一部では900 mの階との間に不連続の関係をしめしている。

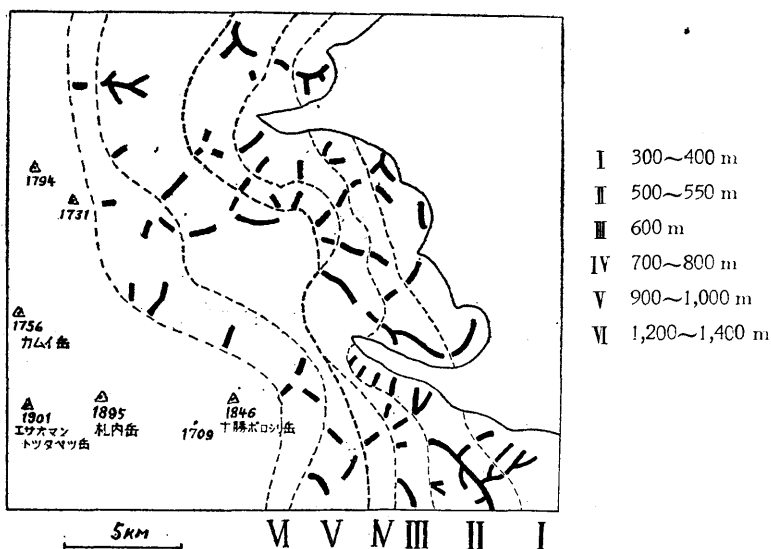
山地の地形についてたいせつなことのひとつに、圈谷の発達<sup>\*\*\* \*\*\*\*</sup>があげられる。この図幅にはエサオマントツタベツ岳北圈谷(新冠川源流)(図版2, 第1図)、および東圈谷(エサオマントツタベツ川源頭)(図版2, 第2図)と札内岳東面(ピリカペタヌ沢源流)の圈谷(うら表紙の図版)がふくまれている。これらの圈谷は日高山脈の、ほかのおおくの圈谷の発達位置とおなじように、

\* 中野尊正： 第4紀の地形編年 INQUA 日本支部連絡紙1号 1952.

\*\* 根本忠寛・佐々保雄： 大樹図幅説明書 北海道地質調査会報告3号 昭3.

\*\*\* 山口健児： 北海道日高山脈の圈谷状溪谷 山とスキー 88号 昭3.

\*\*\*\* Sasa, Y.: Glacial Topography in the Hidaka Mountain Range, Hokkaido, Proc. Imp. Acad. Tokyo, 10, 1934.



第1圖 山麓階の分布をしめす

冬の卓越風（西または北西風）にたいする風下側の山腹をしめている。カムイ岳東面カタルバ沢源頭では、おなじような位置に雪蝕地形の発達することも認められる。

エサオマントツタベツ岳北圏谷には、西および南側に急崖をつくる圏谷壁がみられ、東側はくずれおちて崖錐におおわれている。圏谷底は二段構造をもつ。上段は、1,700 mの高さから南と西の圏谷壁に平行し、へ字にまがる堆石丘からなりたっている。堆石丘の東南端の基底には、はんれい岩が露出している。下段は上段から約30 m低い位置からはじまるもので、北にむかつてひくまり、最低面は約1,400 mをしめしている。下段の堆石丘には、あきらかな形をのこすものがない。上段の堆石丘と圏谷壁の形からみて、氷のさくはくは、間をおいてすくなくとも2回行われたこと、最後の氷は圏谷の南と西側にのこつたものであることがわかる。

エサオマントツタベツ岳東圏谷も、二段構造をもっているらしい。圏谷底は1,640 mをしめし、この東はじから、北と南にひらいた八の字形に堆石丘

が、西側に発達する圍谷壁にむかつて発達している。下段の堆石丘ははつきりとしなが、約 1,400 m 附近まで降下しているらしい。

札内岳圍谷は、まえの二つの圍谷にくらべるとけんちよなものではない。

これらの圍谷底への河川の侵蝕は、まだいちじるしくはたらいしていない。

この山地を流れる河川は、ふかく峡谷をきざみ東に流れている美生川・トツタベツ川・岩内川および札内川である。上流は急潭・飛瀑あいついで、V 字峡谷をつくつているが、中流より下では兩岸に平坦地をつくり、段丘の発達がみられる。これらの河川が山地をはなれるあたりから東にむかつて、ひろく扇状地群が発達している。

## II 扇状地および段丘

この地域に発達する扇状地および段丘は、これをつぎのようにわけることができる。

高位段丘群

上帯広扇状地

河段丘群 { 第 1 河段丘  
          { 第 2 河段丘

### a 高位段丘群

高位段丘群はトツタベツ川・美生川などの開析扇状地面が、新期の扇状地によつてきられ段丘あるいは台地としてのこされているものである。これらは新期扇状地面より 20 m~30 m 高い面をもっている。(第 3 図版, 第 1, 2 図) これらは北戸<sup>キョトツ</sup>扇状地あるいは幕別<sup>マツベツ</sup>扇状地群に、対比されるものである。

新美生の台地は、高位段丘を代表するもので、美生川とトラムウシ川とが合流する附近より、おもに美生川左岸にそつてひろがつて、幅 2~5 km をしめし、北東にゆるくひくまつて延長約 14 km におよび、図幅外芽室町附近に達している。

### b 上帯広扇状地

上帯広扇状地はトツタベツ川および美生川の合成扇状地である。扇頂部は

トッタベツ川では上八千代附近，美生川ではペンケナイ沢出会附近にあつて，それぞれ標高320 mをしめし，ともに北東に約27 kmの間ゆるく傾き，下限は約60 mの高さにある。扇状地の末端近くには泉が発達している。

### c 河段丘群

河段丘群はまえにのべた扇状地を美生川および帯広川がけずりとり，また砂礫を堆積してつくつたものである。美生川では二段構造をしめし，扇状地面よりおよそ20 m低い西伏見第1河段丘面と，それらをさらにけずつて約10 mひくい平坦面をつくつている上美生第2河段丘とが区別される。トッタベツ川では河段丘の発達はいちじるしいものがない。

## 第3章 地質概説

この図幅のなかにみることのできる堆積岩類は，この地域の基盤をつくつている先白亜系の日高層群と，これをおおつて発達する新第三系鮮新統といわれている池田層および第四系に属する扇状地などの堆積物層である。

日高層群の一部は，日高山脈の奥地ではミグマタイト化作用をうけている。この影響でミグマタイトをとりまいて，いろいろなホルンフェルスや片麻岩類に変成している。

火成岩は，はんれい岩類および花崗岩類と，これらと直接の関連をしめす脈岩類が発達している。

これらの関係はつぎの表にしめす。

## 第4章 日高層群

この地域の基盤をつくつている地層は，時代未詳の先白亜系と考えられている日高層である。日高層はあついで単調な砂岩および粘板岩からつくられている。これらの一般走向は，N—SまたはNNE—SSWの方向で，たいてい西に急斜し単斜構造をつくつている。各地で断層や破碎帯の発達するのが認め

|                  |                    |  |                                      |   |
|------------------|--------------------|--|--------------------------------------|---|
|                  |                    |  |                                      | ← 深成岩類、ミグマタイトの礫岩<br>形成をしめす。<br>* この図幅地域では認められない<br>地層である。 |
| 第<br>四<br>紀      | 沖積世                | 河岸堆積物<br>崖錐堆積物                                       | 砂礫、火山灰                               | ←   |
|                  | 洪<br>積<br>世        | 第2河段丘堆積物<br>第1河段丘堆積物<br>モレーン<br>上帯広扇状地堆積物<br>高位段丘堆積物 | 砂 礫<br>氷 堆 石<br>砂 礫<br>粘 土           | ←<br>←<br>←   |
|                  |                    | 帯 広 層 * ?  |                                      | ←   |
|                  | ?<br>鮮<br>新<br>世   | 池 田 層  | 粘 土<br>亜炭(植物遺体)                      |   |
| 新<br>第<br>三<br>紀 | 大 樹 層 *<br>トヨニ川層 * |  |                                      | ←   |
|                  |                    | 尾 田 村 層 *<br>スピナイ川層 *<br>中ノ川層 *<br>日 方 川 層 *         |                                      |   |
|                  | 中<br>新<br>世        |  |                                      |   |
| ?                |                    |  |                                      | 花 崗 岩   |
|                  |                    |  |                                      | ミ<br>グ<br>マ<br>タ<br>イ<br>ト<br>片麻状花崗岩                      |
|                  |                    |  |                                      | はんれい岩類  |
| 先<br>白<br>堊<br>紀 | 時<br>代<br>未<br>詳   | 日 高 層 群  | 砂 岩 お よ び<br>黒 色 粘 板 岩<br>(石灰質団球を含む) |   |

られる。層序や構造は、まったくつきりしていない。この図幅では、山地の東のなかばをしめているが岩内川・トッタベツ川および帯広川で認められるのは、砂岩ないし細砂岩からなるものである。トッタベツ川下流および雄馬別<sup>オマベツ</sup>附近では  $N 20^{\circ}E \cdot NW 80^{\circ}$  方向に、たくさんの迂り面をもち破碎帯をしめている。美生川支流のパンケナイ沢およびパンケナイ沢では、砂岩と粘板岩の互層部がみられる。この互層部には、石灰質団球をふくむ部分が発達する。美生川・トムラウシ川出会附近より上流には、黒色粘板岩がおもに発達する。

互層をつくる一部の地層をのぞけば、砂岩や粘板岩には、へきかいや迂り面が無数に発達し、しかも、層理があきらかでないために、それらの走向および傾斜を、正しくはかるのはむずかしい。石灰質団球をもつ砂岩層の走向とてらしてみると、へきかい面や迂り面は、地層面とほぼ平行しているようであるが、パンケナイ上流の砂岩・粘板岩の細かな互層のしめす走向傾斜は  $N 40^{\circ}W \cdot SW 40^{\circ}$  で、へきかいは  $N 10^{\circ}W \cdot NE 70^{\circ}$  をしめしている。この関係は、ひじょうに急におれまがる等斜褶曲構造をしめすものであるまいか、とも考えられる。

砂岩は 0.2 mm ないし 0.5 mm ほどの角ばつた斜長石と石英の破片とを、泥質物質が膠結したもので、斜長石は石英よりも量がおおい。粘板岩は検鏡しても炭質物などの不透明物質がひじょうにおおい。

## 第 5 章 池 田 層

池田層は、新期段丘およびはらん原堆積物にあつくおおわれているために、露出はきわめてわるい。ここでは図幅の北東部、<sup>シブカン</sup>渋山川の河床および新美生段丘の下にわずかに認められるのである。したがつて、層序関係をきめることはまったくできない。

渋山川河床では泥岩が認められ、これは亜炭層を介在している。亜炭層は 1 m ないし 50 cm の層厚をしめす。亜炭層のなかからは、しばしば *Betula sp.* の幹、*Juglans sp.* の毬類などがみいだされるという。亜炭の花粉分析<sup>\*</sup>の結

果をつぎにしめす。

|                       | 個 数 | %    |
|-----------------------|-----|------|
| <i>Sphagnum</i>       | 105 | 23.9 |
| <i>Picea, Abies</i>   | 124 | 28.2 |
| <i>Pine</i>           | 12  | 2.8  |
| <i>Tsuga</i>          | 28  | 5.1  |
| <i>Salix, Quercus</i> | 18  | 4.1  |
| <i>Alnus</i>          | 8   | 1.8  |
| <i>Betula</i>         | 9   | 2.0  |
| <i>Ericaceae</i>      | 4   | 0.9  |
| <i>K-type</i>         | 51  | 11.6 |
| <i>L-type</i>         | 19  | 4.2  |
| <i>M-type</i>         | 27  | 6.1  |
| そ の 他                 | 36  | 8.0  |

なおほかに、

*Menyanthes trifoliata* L.

の種子もみいだされた<sup>\*\*</sup>。

これによつてみると、あるいは、この含亜炭層部はいままで考えられているより若い時代のもので、洪積層に属するものかもしれない。

## 第 6 章 十勝第四紀層群

すでに第 2 章でのべたように、この図幅の東半をしめる平原の台地・扇状地あるいははらん原は、ひろく第四系におおわれている。なお、園谷の氷堆石あるいは崖錐もふくめられる。

\* 北海道大学理学部佐藤誠司学士による。

\*\* これは北海道大学理学部湊正雄博士によつてみいだされたものである。



## I 洪 積 層

これらは台地・扇状地の堆積物である。堆積物は、ほとんど同じ種類の礫・砂などからなりたつているので、これらをのせる段丘面の高さおよび開析の具合から、つぎのように細分する。

- a 高位段丘堆積物層
- b 上帯広扇状地堆積物層
- c 西伏見第1河段丘堆積物層
- d 上美生第2河段丘堆積物層

### a 高位段丘堆積物層

これは新美生・北岩内などの、もつとも高い台地面をつくっているものである。北岩内の台地では、おもに粘土および砂礫である。台地の断面は、露出がないので直接にみることはできないが、この台地のほぼ中央の井戸からしられたところでは、表層は赤褐色の粘土層 2~3 m、その下部は火山灰？と思われる淡褐色の砂層 30 cm、つづいてこぶし大の礫をまじえた砂層がみられ、次第に礫層にうつりかわる。表面より約 7.5 m で水にたつした。土地の人の談話によると、この台地の表層部にはあついで粘土層がどこでもおおつていているという。

新美生では、砂礫層がいちじるしく厚く発達しているが、礫の風化のていどは、扇状地や河段丘の礫にくらべてすすんでいる。

ペンケナイ沢附近では、高位段丘堆積物層は新期の段丘によつてきられ、新期段丘堆積物の発達がしられている。その断面では二つのものの間に、水酸化鉄のあつまつた赤いしまが発達し、下部の高位段丘堆積物の礫は風化し、ぼろぼろにくずれるものがおおい。

### b 上帯広扇状地堆積物

これは美生川・トツタベツ川の扇状地形成によつてもたらされたものである。砂礫層を主とする。礫の種類は、はんれい岩類および花崗岩類である。礫の大きさは、ところによつてかわるが、一般に高位段丘の礫より大きい。

表層の粘土層，腐植土層はきわめてうすい。

### c および d 河段丘堆積物

西伏見および上美生河段丘をつくる堆積物は，まえにのべたものと，ほとんどちがいが認められない。表層の腐植土層はやや厚い。農耕地としては上帯広扇状地面よりまさるものといえる。

## II 氷 堆 石

エサオマントツタベツ岳および札内岳の圍谷では，圍谷壁の直下は沖積崖錐でおおわれるが，圍谷底の末端附近には堆石丘群が発達する。圍谷底上段では堆石丘の形はあきらかにとどめられているが，氷堆石は一般にうすく上段と下段のうつりぎわには，基盤があらわれている。下段の氷堆石ははつきりとした堆石丘をもたないが，わりあいあつく堆積している。エサオマントツタベツ岳東面圍谷下段では 30 m をこえている。堆石は 2 m ないし 1 m ほどの角ばつた形をしめすものがおおく，さつこんは認められない。

## III 沖 積 層

沖積層は渋山川・美生川・帯広川およびツタベツ川のはんらん原の砂礫層および各段丘面上をおおつて発達している火山灰層である。圍谷および剣山のふもとの崖錐も，ここにふくめられる。火山灰は山地もおおうものである。黄白色の軽いもので，十勝統<sup>\*</sup>C に属するものかと思われる。

## 第 7 章 火成岩概論

北部日高山脈の脊稜にそつて，北は日高国<sup>サ</sup>沙流川上流から南へのびてテロロ岳・美生岳・エサオマントツタベツ岳より，さらに十勝国札内川上流にいたる延長約 40 km，幅 10 km ないし 15 km，およそ 560 平方 km のひろい面

\* 山田 忍：北海道における火山噴出物の分布について 北海道地質要報 21 号 1953.

積をしめている細長い深成岩体がしられている。この侵入体の一部は、この範囲にとどまらずに山脈の西側にそつて帯状に細くのび、日高国様似町幌満の近くまでたつしている。うえにのべた地域は、日高山脈での火成活動の一つの中心をなして、幌満附近の深成岩体にあたいしている。

北部日高山脈の深成岩侵入体は、幌尻岳侵入岩体とよばれる。それは侵入体のなかに、この山脈最高の幌尻岳<sup>\*</sup>をふくむからである。

幌尻岳侵入岩体はきわめて大きな岩体であるが、これは超塩基性より酸性にわたる深成岩類があいついて侵入し、合してできた複合侵入岩体である。岩石の種類がおおいばかりでなく、これを形づくっている岩類は、たとえおなじ鉱物組合せをもつていても、それぞれの侵入した時期の構造運動のちがいが、岩石の組織のうえの特徴となつて、とくに注目し得る。また侵入単位のちがう岩体の境めには、例えば黒雲母片岩・片麻岩などの堆積岩源の岩石が、長い距離にわたつて層状にはさまこまれ、隔壁（セプタ）となつて、見逃すことができない。

この図幅にみられる深成岩類は、幌尻岳侵入岩体的一部分をしめるものだから、それらの侵入岩体での位置をあきらかにしておく意味で幌尻岳侵入岩体のあらましをつぎにのべる。

幌尻岳侵入岩体をつくる岩石を、侵入の単位べつにまとめるとつぎのようになる。

#### 第1期侵入岩類

##### ソーシユル石はんれい岩およびはんれい角閃岩

かんらん石はんれい岩

ソーシユル石はんれい岩

はんれい角閃岩

片状エピソード角閃岩

---

\* 幌尻岳は日高国新冠郡と沙流郡との郡界上にあつて、標高 2,052 m をしめす。この札内岳図幅にふくまれるポロシリ岳 (1,846 m) は、十勝国にあるので十勝ポロシリ岳とよぶか、あるいは山名をかたかながきにして区別している。

## 第2期侵入岩類

### 片状はんれい岩類および片麻状はんれい岩類

輝緑岩状はんれい岩

片状褐色角閃石角閃岩

片麻状かんらん石はんれい岩

片麻状ノーライト，ハイパライト など

## 第3期侵入岩類

### はんれい岩類

かんらん石はんれい岩

ノーライト

ハイパライト

角閃石はんれい岩

閃緑岩質はんれい岩 など

## 第4期侵入岩類

### 片麻状花崗岩類

片麻状花崗岩

黒雲母片麻岩

アプライト

## 第5期侵入岩

### 花崗岩

グラノファイア

## 第6期侵入岩

### ピクライト質はんれい岩

## 第7期侵入岩

### かんらん岩

### ソーシユル石はんれい岩およびはんれい角閃岩

これらの岩石は、侵入岩体のもつとも西側に位置して、山脈にそい北

は狩勝峠附近から南は幌満近くまで帯状につらなるものである。岩体の大部分は片状のいちじるしい、緑色角閃石と斜長石からなるはんれい角閃岩であるが、なかに粗粒かんらん石はんれい岩またはそれに由来するソーシユル石はんれい岩が認められる。はんれい角閃岩類は、この岩石が固まつたあとで、強く差動をうけ変成しできた岩石である。この岩体は、西側の日高層に衝上断層で接している。岩体の東側は片状、片麻状はんれい岩とセプタをへだてて、となりあつている。したがつて、東側の侵入岩類との直接の關係はわからないが、侵入の構造的な規模からみて、ここでは第1期侵入岩と考えている。この岩類は札内岳図幅のなかにはふくまれていない。

#### 片状はんれい岩類および片麻状はんれい岩類

片状はんれい岩および片麻状はんれい岩類は、第1期侵入岩の東に接し南北に細長い岩体をつくるものである。まえのものは、褐色角閃石と斜長石からなる片状岩であり、あとのものは、いちじるしく方向性のつよい粗粒はんれい岩をさしている。片状はんれい岩は、この岩体の西側におもに発達している。この岩類は、一部には輝緑岩をふくみ、またその構造をのこすものもあるが、ほとんど角閃岩よう岩石になつている。このような点から考えると、片状はんれい岩は輝緑岩質マグマが固結してのち、すぐに、あるいは固結しながら、ストレスをうけてできたものと思われる。片麻状はんれい岩類は、片状はんれい岩の東に整合的に発達している。この岩類の有色鉱物はかんらん石や輝石であつて、あとで熱水的影響をうけたところのほかは、角閃石はいちじるしくない。斜長石は流理構造とともに圧碎または再結晶し、岩石の構造は片麻岩のようになつている。このような差動のあととは西側ほどつよく、岩体の東側ではよわい。この岩類は、片状はんれい岩よりおそく侵入したものと考えられるが、やはり、ストレス条件下で固結したものである。この図幅には片麻状はんれい岩の一部がふくまれる。

#### はんれい岩類

第3期侵入岩類は、方向性のあまりつよくないはんれい岩類からなりつつている。この岩類と片麻状はんれい岩類との境にも、セプタが発達している。はんれい岩々体は、いままでのべたものとはちがつて、山脈の走向に対し不調和的に東にはりだした境界をもつものである。岩石の種類はおおく、セプタも岩体内にたくさん認められていて、一単位の侵入岩ではないであろう。この図幅にもつとも広く分布する深成岩は、第3期侵入のはんれい岩類である。

### 片麻状花崗岩

片麻状花崗岩は、第2期・第3期侵入岩類をつらぬいて、日高層群との境めに侵入している。岩石には南北方面の葉片構造がはつきりとみられ、一部では粗粒の花崗岩に、また一部ではミグマタイト質の黒雲母片麻岩に連絡している。つぎにのべる花崗岩とは、直接に接していないが、この岩石形成のおそい時期に花崗岩が侵入したと思われる。

### 花 崗 岩

第3期はんれい岩々体の東側に、狩勝峠から南に細ながくつらなつて花崗岩が発達している。この侵入体のさらに南でも、ところどころでとぎれてはいるが、なおしばらくの間、花崗岩体がみられる。この図幅にふくまれるいくつかの岩体は、こうした発達をしめすものである。

### ピクライト質はんれい岩

この図幅のなかでは、第3期はんれい岩をつらぬく岩脈として、粗粒のかんらん石のおおいはんれい岩がしられている。この岩石は、広尾町普調津ちかくで花崗岩をつらぬいているから、第6期侵入岩とした。

### かんらん岩

もつとも西側のはんれい角閃岩のなかに、その片理に整合的な岩床として、

かんらん岩が認められる。この岩石は圧碎的な影響をいくらかしめしているが、新鮮なかんらん石からなりたつていて、蛇紋岩化していない。細粒のはんれい岩々脈とボーヒライト岩脈とを伴っている。あとのものは節理に平行していて、全く変成のあともない。かんらん岩は第1期進入体のなかにかのみ発達しているため、第2期より後の岩類との関係はわからない。したがって、第7期とした根拠はつよいものではない。以上幌尻岳進入岩体について、そのあらましをのべた。

まえにあげたように、幌尻岳進入岩体をつくっている深成岩類は、おのこの進入単位に、それぞれおなじ鉱物組成をしめす岩石をふくんでいる。鉱物成分や化学的組成がにいても、産状や岩石の組織・構造がちがうというのは、そのこと自体に意味があるから、ここでは深成岩類を進入単位別にし、そのおのおのについて記載する。

## 第8章 火成岩各論

### 1 片麻状はんれい岩類

片麻状はんれい岩類は、この図幅では美生川上流からトッタベツ川7の沢・国境カムイ岳(1,756.1 m)・エサオマントッタベツ岳・札内川上流域にかけてひろく発達している。これらの岩石には、トッタベツ川上流あるいは美生川上流(図幅外になる)の片麻状はんれい岩に発達するような、つよい葉片あるいは片状構造はみられない。ことに、岩体の東側では方向性のほとんどないものがおおいから、片麻状はんれい岩とそのすぐ東に接する塊状のはんれい岩類との境めを、ここときめるのはいたつてむずかしい。だが、トッタベツ川の5の沢合流とカタルパ沢合流との中間からだいたいSSEの方向に、エサオマントッタベツ川中流部から札内岳頂上近くにむかつて石灰質固球をたくさんふくみ、つよく変成したホルンフェルスのような黒雲母—紫蘇輝石—石英—斜長石岩が、セプタとして深成岩のなかに認められる。これを境にし、その東側と西側とはんれい岩には、つぎにあげるようなちがいが認め

られる。この岩類は、セプタの両側に分布する。

西 側 セプタ 東 側

|     |   |   |
|-----|---|---|
| 岩 石 | 中粒 ノーライト・ハイパライト   | 粗粒のかんらん石はんれい岩がセプタにそつて発達する。  |
| 岩 脈 | 花崗岩質アプライトは局所的に発達する。数もすくない。方向は N 30°—40 E  | アプライトの発達はひじょうにいちじるしい。N 60°—80 E ほとんど E—W 方向にちかい。                    |
| 節 理 | E—W・N 70°E 方向のものが規則正しく発達する。セプタの近くでは N 10—20°W 方向のセプタに平行する、こまかな節理がある。傾斜はほとんど直立する。平らな節理はひじょうにまれである。 | E—W 性の節理にはアプライトがともなわれる。これ以外の節理はところによつて方向がちがう。平らな節理はセプタの近くによく発達している。 |

これらの点から、片麻状はんれい岩と塊状のはんれい岩との境界を、セプタにおくことにする。

この図幅のなかにふくまれている片麻状はんれい岩の鉱物組成は、わりあい簡単なものであつて、基性斜長石・斜方輝石・単斜輝石および少量の角閃石が岩石の大部分をしめる。また、いくらか黒雲母や石英がくわわつているものも、すくない。斜方輝石はどの岩石にも認められるが、単斜輝石は一ように分布していない。鉱物組成にしたがつて、片麻状はんれい岩類をわけるとつぎのようになる。

片麻状ノーライト (ハイパライト)

含石英・黒雲母・角閃石・ノーライト

### A 片麻状ノーライト

片麻状ノーライトは、組成鉱物がわりあい簡単であるにもかかわらず、岩石の組織はひじょうに変化にとんでいる。

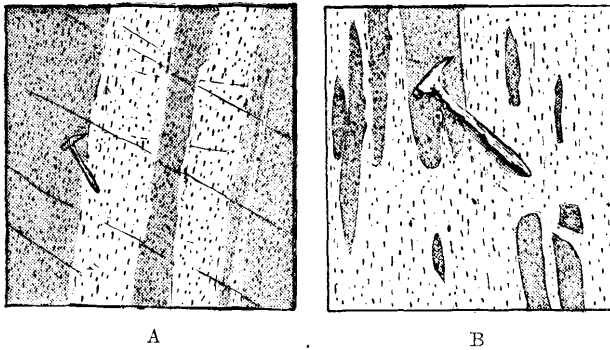
これらの岩類には、わりあい早い時期にできたと考えられる細粒の岩相と、これを N—S あるいは NNW—SSE の方向に貫ぬき、あるいはおきかえている中粒ないし粗粒の岩相が区別される。



記載の便宜のうえで、ここでは早期形成相と後期形成相にわけてのべる。

### 早期形成相

この岩類は、中粒片麻はんれい岩類のなかに発達する細粒岩である。エサオマントッタベツ岳附近にひろく認められ、その東園谷の園谷壁では黒雲母片麻岩をつらぬいている。この岩石のなかには、白みのまさつた中粒ノーライトが、約1m幅の縞をつくつて何本も発達している。ここから東のほうでは、縞状の中粒ノーライトが次第に優勢になつて、沢の下手では、中粒相がひろく発達するのがみられる。このなかにも、なお、レンズ状・シュリーレン状の細粒相がふくまれていることがおおい。(第2図)



A: 細粒相のなかの縞状構造  
B: 中粒相のなかに細粒相がレンズ状にとどめられている。

第2図 片麻状はんれい岩の細粒相と中粒相との関係

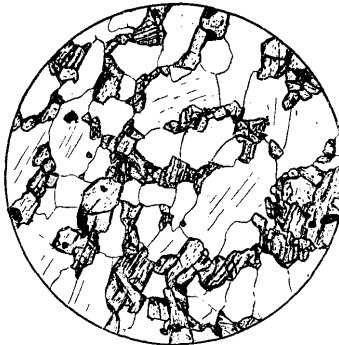
#### a 輝緑岩状ノーライト

この岩石の代表的なものは、エサオマントッタベツ岳東園谷やカムイ岳附近にみることができる。

肉眼的には黒みのまさつた細粒の塊状岩である。

カムイ岳の岩石は、鏡下では、斜長石C—軸に一方方向への平行配列性があり、いくらかオフィチック構造をおびている。(第3図)

斜長石は  $An_{65}$  の成分をもち、0.4 mm × 0.3 mm から



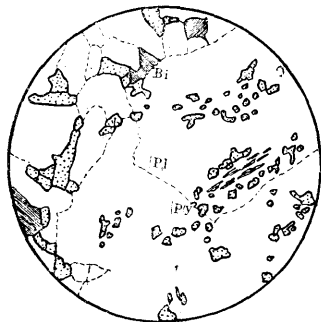
第3図 輝緑岩状片麻状ノーライト

いくぶん平行配列をする斜長石および紫蘇輝石よりなりたっている。輝緑岩よりの構造がうかがえる。

新冠川上流カムイ岳。

× 30

0.8 mm × 0.5 mm ほどの他形ないし半自形をしめし、それらの長軸は一方方向に配列する傾向がある。累帯構造はほとんどない。エサオマントッタベツ岳東園谷では、これらのなかに斑晶状斜長石が発達する。斑晶状斜長石は 2.5 mm × 2.0 mm から 1.5 mm × 1.2 mm ほどのもので、結晶境界は凹凸にとみ、 $An_{60-52}$  の成分をしめす不規則な累帯をもち、小さな輝石粒をつつみこむ。輝石粒は、おなじ光学的方位をもつものがたまって、分布している。(第4図)紫蘇輝石は 1.0 mm × 0.2 mm ないし 0.3 mm × 0.1 mm ほどの柱状結晶で、斜長石とおなじ方向にだいたい配列する。 $2V = (-)75^\circ$ 。普通輝石は 0.3 mm ~ 0.1 mm の粒状、またはところによりポイキリティックな発達をしめす。斑状斜長石にとりこまれているものは、これによつて交代されたのこりとみることができる(第4図)



第4図 斜長石斑晶につつまこまれる普通輝石

pl: 斜長石  
 py: 輝石  
 Bi: 黒雲母

角内石は斜長石の間をうずめる褐色角閃石で  $CZ = 29^\circ$ 。おおくは輝石をつつんで発達する。黒雲母はエサオマントッタベツ岳附近の岩石にみられる。これらは、ポイキリティックに 2 mm ~ 1.5 mm の結晶をしめしている。こういう黒雲母は片麻岩やセプタなどの近くに発達する。

破線は斜長石の個体のりんかくをしめす。斜長石斑晶のなかには輝石の細かな結晶がたまってふくまれている。視野直径は約 2 mm である。

#### b グラニュライト状ノーライト

この岩石は、エサオマントッタベツ岳南東の山腹でみとめられる。鏡下では、斜長石 54.2 %、輝石 32.6 %、黒雲母 9.5 %、鉄鈹 3.5 %、燐灰石 0.4 % の容量比をしめす。これは輝緑岩状ノーライト・ハイパライトとほとんどちがわない。

斜長石は 0.2 mm ~ 0.5 mm の粒状結晶で、それらは 0.3 mm ~ 0.5 mm の粒状輝石と、モザイク状にくみあい、ホルンフェルスあるいは細粒グラニュライトのような構造をみせる。しかし、輝石の分布のようすに注意すると、粒状斜長石は 0.8 mm × 0.3 mm ないし 0.5 mm × 0.2 mm の無方向的に分布する斜長石柱状結晶が、再結晶したためにできた、とみることができる。

#### 後期形成相

片麻状はんれい岩類後期形成相は、まえにのべたように、早期形成岩のな

かに縞として、またはそのものがひろく分布し、独立の岩相をなしている。縞状に発達するものは N-S から N30°W の範囲の走向をもち、おおくは E ないし NE に 60°~70° 傾く。中粒相につらぬかれる細粒岩のなかには、まえにのべたように、細粒岩をおきかえる斑状斜長石のみられるところもあるが、おおくは、細粒相とスムーズな境いでうつりかわる。後期形成相のおおくの岩石では、斜長石は C- 軸を一方向に配列して、流理構造をもっている。それらの方位は、縞状構造に平行しているようである。また、流理による方向性にくわえ差動がはたらき、圧碎再結晶が行われて、岩石に方向性が一層強調されているものも、きわめて普通にとめられる。

だが、なかには、斜長石にまつたく配列性がないものもある。このような塊状岩は岩体のまわりには発達せず、中心部におおい。また方向性のない岩石は、後期相のうちでもさらに晩期にできた岩石におおいようである。

岩石は、片麻状ノーライトがその主体となつているが、セプタあるいは黒雲母片麻岩と接する近くでは、一般に石英や黒雲母もくわわつている。

### c 片麻状ノーライト

標式的な中粒の片麻状ノーライトは、エサオマントツタベツ川やトツタベツ川にそつてひろく発達している。流理構造のあきらかな岩石は、エサオマントツタベツ岳東園谷や札内川上流などで認められる。



A

B

- A: 縞状構造をつくるもの  
エサオマントツタベツ岳園谷底
- B: ひろい地域をひめて発達するもの  
札内川上流  
いずれも斜長石は自形性がわりあいにつよく流理構造をもっている。

× 30

第5圖 片麻状ノーライト

これらの岩石は、鏡下でみると、斜長石の自形結晶にいちじるしい配列性が認められる。紫蘇輝石にもその傾向はうかがうことができるが、普通輝石や角閃石は配列している斜長石をつつみこんで、なかばオフィチック構造をしめすものがおおい。(第5図A)

斜長石は2 mm × 0.8 mm ないし1 mm × 0.2 mm の自形結晶がおおく、An<sub>60-50</sub>ほどの成分のものである。累帯構造はいくらか発達している。これらはC-軸をほぼ一方にそろえて流理構造をしめしている。なかには粒状の他形斜長石も認められるが、これらはAn<sub>50</sub>の成分をもつている。双晶の形式はA・55%, C・32%, U・13%をしめす。紫蘇輝石は0.5 mm × 0.15 mm ないし0.2 mm × 0.05 mm ほどの柱状結晶で、斜長石とおなじ方向に配列する。角閃石によつてつつまれることがある。普通輝石は粒状・あるいはポイキロフィチック構造をつくつて認められる。角閃石の産状も、普通輝石とだいたいおなじである。緑色をおびる褐色のものである。黒雲母は、どの岩石にもあるという訳ではない。これはセプタの近くではポイキリチックな発達をしめすものがおおい。

エサオマントツタベツ川中流・ツタベツ川7の沢出会附近・カタルバ沢などでは、いままでのべた流理構造と、いくらかちがう構造をもつ中粒岩が発達している。



第6圖 片麻状ノーライト中粒相

いちじるしくうけて圧碎・再結晶している。

第7図にしめすようにわりあい大形の斜長石は再結晶し、変成岩のような等粒構造にかわつている。斜長石のしゆう片双晶は、しばしばおしまげられている。また、あるものは圧碎をつよくうけて、斜長石が残斑晶となり、輝石は細かな角閃石の集合にかわつていたり、あるいは反対に斜長石が圧碎され、再結晶し、紫蘇輝石が残斑晶となるなど、ところによつて変化がいちじるしい。

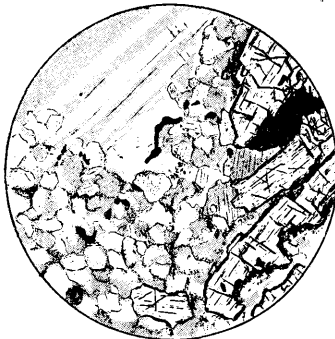
片麻状ノーライトのおおくは、方向性をもつている岩石であるが、なかに

斜長石はだいたい一方に平行配列をしている。それらの結晶境界はモザイク構造をしめしている。しかし再結晶したものではない。

エサオマントツ  
タベツ川中流  
× 30

第6図にしめすように、これらの岩石の斜長石は、長軸をそろえて配列はしているが、結晶はむしろ他形をしめすものであつて、変成岩のような組織をもつている。これらの結晶は累帯をしめすことはない。

美生川上流では片麻状ノーライトは偏圧を



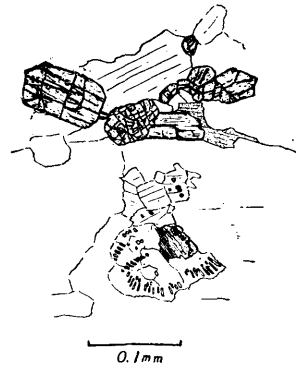
第7圖 片麻状ノーライト

は組成鉱物にまつたく配列性のない塊状岩をもふくんでいる。この塊状のはんれい岩は方向性のある岩石をつらぬいたり、おきかえたりして発達している。したがって、これらの岩石は片麻状ノーライトのなかでも晩期に属するもの、と考えられる。一般に塊状岩は粗粒であつて、第3期侵入岩のあるものと、区別するのがむずかしいほどにしている。

エサオマントツタベツ川中流部の塊状の粗粒岩は、方向性ある中粒ノーライトのなかにひろく発達している。

この岩石は、斜長石 85.1%・輝石 12.3%・角閃石 2.0%・黒雲母 0.6%の容量比をしめし、半自形粒状構造をつくつている。

斜長石は 1.5 mm × 0.8 mm ないし 0.8 mm × 0.3 mm の半自形をもち累帯はほとんどない。An<sub>50</sub> の成分である。これらの斜長石のなかには第8図にしめすように、紫蘇輝石や細粒のモザイク状の斜長石がつつみこまれている。その斜方輝石はカミングトン角閃石また黒雲母に変化し、そのまわりに虫くい構造ができている。輝石は紫蘇輝石と普通輝石がほぼ等しい量あるが、あとのものは 2 mm ほどにもひろがり、なかばボイキリチックな形をもつている。

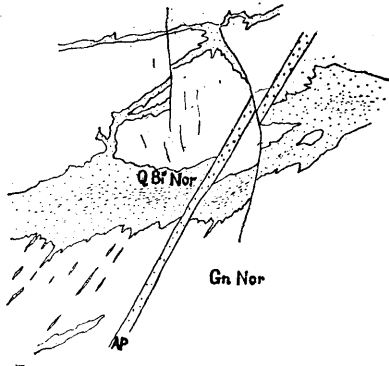


第8圖 片麻状ノーライト 粗粒部にみられる斜長石と斜方輝石の虫くい構造。

#### d 含石英・黒雲母・角閃石ノーライト

この岩石はエサオマントツタベツ川中流や札内川上流などのほうほうで、不規則な形の岩脈よりの発達をしめすものである。この岩石のみられる近く

には、セプタがあつて、岩脈の母岩にもポイキリチックな黒雲母が認められる。エサオマントッタベツ川での発達のようなすは第9図にしめす。岩脈の分



第9圖 含石英・黒雲母・角閃石  
ノーライトの産状

Gn. Nor: 片麻状 ノーライト  
AP: 花崗岩質ア  
プライト  
スケッチは約5  
mの範囲をしめ  
す。  
エサオマントッ  
タベツ川中流。  
枝の先のほうには  
岩脈にみられるよ  
うな白みのまさつ  
た粗粒の部分か、  
ぼんやりと、しか  
し脈状に、母岩の  
なかにも認められ  
る。札内川では、  
まえにのべた縞状  
構造の粗粒部をつ

くつて発達している。

エキオマントッタベツ川のこの岩石は、鏡下では、方向性のない半自形粒状構造をしめす。

斜長石は Anas の成分で 1 mm × 0.5 mm ~ 0.3 mm × 0.3 mm ほどの、累帯構造のないものである。紫蘇輝石は柱状ないし粒状の形をしめし、カミングトン角閃石や黒雲母によつてつつまれていることがおおい。黒雲母は 1.5 mm ほどのポイキリチックに発達するものがある。石英はほかの鉱物の間をうずめているが、早期にできた鉱物をいちじるしくおきかえている。

## B 節理系

まえにのべたように、片麻状はんれい岩々体にはその全域にわたり、わりあいに規則正しく発達する節理が認められる。

もつともひろい範囲にわたりかつ一様に発達する節理はほとんど E—W 方向の走向をもち、ほぼ直立するものである。これらの方向は、片麻状構造の走向に対して直立する面にあたる。したがつてこれらは Q 節理系<sup>\*</sup>を形成しているとみられる。くわしく調べると、この Q 節理は一つの単位ではなく

\* Quer-klüfte, Cross Joint.

て、わずかに斜交するふるい Q 節理とみられるものも認められている。

つきにひろく発達する節理は、 $N40^{\circ}\sim 50^{\circ}E$  の走向で W または E に  $60^{\circ}\sim 70^{\circ}$  傾くものである。これらは片麻状はんれい岩々体のほぼ中央、トツタベツ川10の沢（図幅外になる）附近では規則正しく発達しているが、岩体の東側、この図幅のなかではいちじるしくはない。しかしこれらも、片麻状構造に対して直交するから Q 節理の一系統と考えられる。

セプタの近く、例えばトツタベツ川 6 の沢上流などでは、 $N50^{\circ}\sim 60^{\circ}E \cdot NW40^{\circ}$  の走向・傾斜をもつ、わりあい細かな節理系が注意される。これらの節理の発達は、わりあいに局地的なものであつて、あとでのべる片麻状花崗岩の進入に関係があるらしい。また、この岩石との境界の近くでは、花崗岩質アプライトが節理にそつてたくさん進入している。

**S 節理**<sup>\*</sup>、いかえれば Q 節理に直交して急立する節理は、まえのものにくらべるとはつきりしないし、また不規則のようでもある。だが、 $N40^{\circ}W \cdot NE70^{\circ}$  をしめすものは、S 節理にあたるのであろう。

**L 節理**<sup>\*\*</sup>、つまり Q 節理および S 節理にほぼ直交し、傾きのゆるい節理はまつたくめだたない。

## II はんれい岩類

第3期侵入岩と考えられるはんれい岩類は、トツタベツ川 6 の沢の近くから札内岳へつながるセプタの帯を西限にして、北は美生川とトツタベツ川、南はピリカペタヌ沢と札内川の分水嶺にだいたいそい、約 8 km 東方につきだした境界をもつ岩体をつくっている。

この侵入体の形は、まえにのべた片麻状はんれい岩体の形とちがひ、日高層の一般走向をきり、不整合的である。日高層との境界が、ほとんど尾根すじにそつているために、十分に観察はできなかつたが、境界面のかたむきは、トツタベツ 4 の沢では直立し、札内川キネンベツ沢では北に  $70^{\circ}$  傾いてい

\* Spaltseite, Longitudinal Joint.

\*\* Lager, Flat-lying Joint.

る。はんれい岩に接する日高層の砂岩・粘板岩類は熱変成し、あるいは熱水の變質をしめし、圧碎されていたり片状をおびる部分もみられる。

はんれい岩はその岩体の北西部、トムラウシ山・妙敷山の附近で片麻状花崗岩につらぬかれている。また、岩体の南部ピリカペタヌ沢やキネンベツ沢上流では、ところどころで花崗岩の貫入をうけ、東部は、十勝ポロシリ岳東面より三角点 1,089 m 山にかけて發達する花崗岩のためにきられている。

はんれい岩体のなかでは、たくさんの花崗岩質アプライト岩脈が發達している。これらのアプライトは、花崗岩類の進入に直接関連してできたものと考えられるが、はんれい岩全域にわたる分布のようすとみると、この岩体の下にも花崗岩質岩石がひそんでいるらしい。

日高山脈でははんれい岩と花崗岩の發達の位置關係を考えると、あとのものはまえのもの領域をさけて進入し、あいならば、二つのものがいりまじる形は、ほとんどしられていない。ここでも、その例にもれずとするならば、はんれい岩体はわりあいに深くない位置に、底をもつものであろう、という予想がたてられる。

はんれい岩類は、おおくは塊状岩であり、方向性にあまりいちじるしいものがない。不調和的進入岩体をつくるにもかかわらず、つぎにのべるセプタをのぞけば、ゼノリスはすくない。セプタは、石灰質固球をたくさんふくみ、ホルンフェルスのいちじるしく高度に變成した岩石、と考えられるものである。片麻状はんれい岩との境になつているものをのぞいても、トツタベツ川ぞいに 13 枚をかぞえることができる。それらは、ピリカペタヌ沢出会より約 1 km 上流と 1 番滝上流とに集中して、セプタ帯をつくつている。ピリカペタヌ沢でも、その 5 の沢近くと 8 の沢附近に集中している。

はんれい岩類は、その組織と鉱物組合せにかんして變化にいちじるしくとみ、鉱物組成によつてわけるとつぎのような単位になる。

- かんらん石はんれい岩
- ノーライト・ハイパライト
- ユラライトはんれい岩
- 角閃石はんれい岩



### 閃緑岩質はんれい岩

かんらん石はんれい岩は、岩体のもつとも西側に、セプタにそつて分布する。この岩石は、ところどころでかんらん石を欠いて、粗粒のハイパライトになつている。この二つの岩石のすぐ東側には、やや不規則な分布をもつノーライトとハイパライトが認められる。これらは、かんらん石はんれい岩にともなわれるハイパライトとは、別の単位の岩石ではない。またノーライトとハイパライトの輝石類が角閃石化した岩石が、ユラライトはんれい岩である。

角閃石はんれい岩は、褐色角閃石を特徴とするものであるが、ノーライト・ハイパライトからうつりかわる関係にある。角閃石はんれい岩は、トツタベツ川中流部やピリカペタヌ沢中流などにひろく分布するが、その位置は、おおまかにいえば、輝石はんれい岩類の東側にあたつている。これらの岩石は、その一部では石英などの注入をうけ、黒雲母をたくさんにもつ岩種に、うつりかわつているところがある。この岩石が閃緑岩質はんれい岩とよばれる。閃緑岩質はんれい岩は、したがつてひどく不均質なものである。

はんれい岩体のなかで、これらの分布をみると、それぞれの岩石は西から東にだいたい順次に発達しているようである。

閃緑岩質はんれい岩は、セプタ帯よりも東側にとくにめだつようである。

しかし、この岩石はまえにのべたように、逆入の一単位をつくる岩石ではないので、ここでは鉱物の組合せからみると、黒雲母や石英もだいたい含まれ、普通、はんれい岩とはいわれないものも、はんれい岩の異相としてとりあつかつている。

この岩石とかんらん石はんれい岩をのぞけば、あとの岩類には細粒の早期形成相とそれより遅れて形成された中粒ないし粗粒の岩石が発達している。この二つのものの関係は、片麻状はんれい岩のところでのべたものと、あまりちがわない。

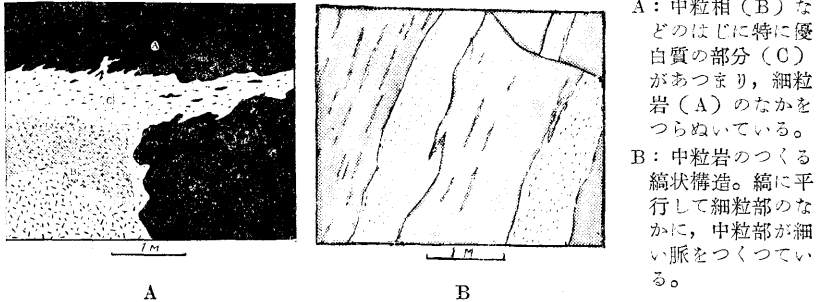
細粒の早期形成相は、岩体のほうほうでみることができ、セプタの近くにとくにおおい。これらは輝緑岩にちかい構造をもち、岩体の急冷却岩相

をしめすものと思われる。

中粗粒の後期形成相は、細粒岩のなかに縞状に発達するほか、それ自体が独立してひろい地域をしめるものである。つまり、縞状構造は二つの岩相の接するあたりに発達することになる。縞の走向および傾斜は、片麻状はんれい岩の場合とちがい変化がおおい。しかし、それぞれの場所では、だいたい一定している。

|             |             |            |
|-------------|-------------|------------|
| トッタベツ川1番滝附近 | N 20°—30° E | SE 70°     |
| 同 4の沢       | N 70° E     | SE 70°—80° |
| ピリカペタヌ沢中流部  | N 10°—40° W | SW 30°—70° |
| 札内岳北方       | N 10°—20° W | NE 60°~80° |

縞の幅は、ひろいものは20 mにもたつするが、せまいものは1 cmにもい  
たらぬものさえある。発達の様子は、大きくわけるとつぎの第10図にし  
めされる二つの形がある。



第10圖 はんれい岩細粒相と中粒ないし粗粒相の  
野外関係をしめす

第10図 A は、細粒相と粗粒岩との境めにとくに集つた優白質の部分が、岩脈のように細粒岩をつらぬいているものである。これらは、ピリカペタヌ沢上流でしばしば認めることができる。

第10図 B は、縞状の粗粒岩に平行して細い脈状の粗粒部が、細粒岩のなかに発達するのをしめしている。この脈のない場合にも、おもに斜長石や角閃石が斑晶のように細粒岩のなかに認められることがおおい。

このような縞状構造の成因については、まだわからないことがおおいが、

固結初期にできた節理（われめ）に関係があるらしい。

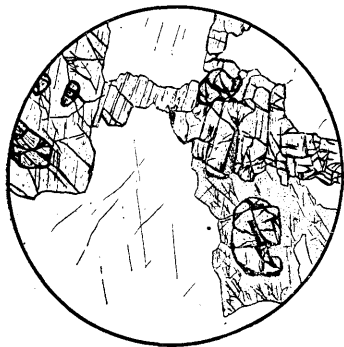
## A かんらん石はんれい岩

かんらん石はんれい岩は、塊状のはんれい岩類のもつとも西側に、セプタにそい、帯状に分布する。岩石は、中粒ないし粗粒の均質なものであるが、ところによつては、斜長石と有色鉱物とのわりあいにかんりのひらきがあつて、また、細粒の部分と粗粒の部分とが縞状構造をつくることもある。札内岳北面やエサオマントッタベツ川下流などでは、かんらん石が失われて粗粒のハイプライトにうつりかわつている。一般に塊状で、鉱物には配列性がないが、縞状構造をしめすものでは、斜長石は平行配列をしている。

札内岳北面に発達する細粒のかんらん石はんれい岩は、鏡下でみると、半自形粒状構造をしめす。

斜長石は  $An_{60}$  の成分をもち  $1.5\text{ mm} \times 0.5\text{ mm}$ 、 $1\text{ mm} \times 0.2\text{ mm}$  ほどの半自形結晶が C-軸をだいたいそろえ配列している。累帯はみられない。かんらん石は  $0.4\text{ mm} \sim 0.2\text{ mm}$  の新鮮な粒状結晶で、斜長石に対しては自形性がない。蛇紋石化していても、そのまわりに放射状のわれめをつくることはない。輝石は  $0.3\text{ mm}$  から  $0.2\text{ mm}$  の短柱状の普通輝石がおおい。時には  $1.5\text{ mm}$  におよぶボイキリチックな発達をしめす。 $CZ' = 41^\circ$ 。角閃石は濃い緑褐色種であつて、まへの有色鉱物をつつみ、斜長石の間にひろがること

がおおい。



粗粒部をしめしている。斜長石、かんらん石、単斜輝石、紫蘇輝石および褐色角閃石からきている。

札内岳北面エサオマントッタベツ川支流。 × 30

粗粒のかんらん石はんれい岩は、第 11 図にしめすように、斜長石は  $2\text{ mm}$  から  $0.8\text{ mm}$  ほどの他形をもち、累帯もしめされる。 $An_{70-60}$  の範囲の成分をもつている。有色鉱物は細粒部とほとんど変わらないが、普通輝石および褐色角閃石がいちじるしく発達して、斜長石とオフィチック構造をつくることがおおい。

第 11 図 かんらん石はんれい岩

昭和沢上流に発達するかんらん石はんれい岩は、同じように有色鉱物のおおいタイプである。これは有色鉱物のおおいはんれい岩のなかに SE に  $40^\circ$

傾くシート状の部分もしられている。エサオマントツタベツ川下流部などに認められる粗粒ハイパライトは、かんらん石はんれい岩とうつりかわる一つの異相であるが、この岩石には一般に紫蘇輝石の量がおおく、斜長石は  $An_{70}$  ないし  $An_{60}$  の成分範囲にある。

## B ノーライト (ハイパライト)

ノーライトとハイパライトは、はんれい岩体のなかで角閃石はんれい岩についてひろく発達する。この二つの岩石は、互にくみあつているから、それぞれをわけてとりあつかうことはできない。

### 早期形成相

#### a 輝緑岩状ノーライト

ノーライトの早期形成相は、まえにのべたようにセプタに近いところにみられるもので、岩体の急冷相にあたる。しかし、この細粒岩は岩体の中心にむかつて粗粒にうつり変ることはなく、はつきりとした境界で、より粗粒の岩石に接している。鏡下でみると構造は輝緑岩のようなものである。ピリカペタヌ沢7の沢出会附近の岩石は斜長石 51.7 %、紫蘇輝石 36.5 %、普通輝石 3.2 %、角閃石 2.3 %、黒雲母 2.8 %、鉄鉱 5.2 % をしめす。(第12図)



第12図 輝緑岩状ノーライト  
ところで輝石をつつむ褐色角閃石である。

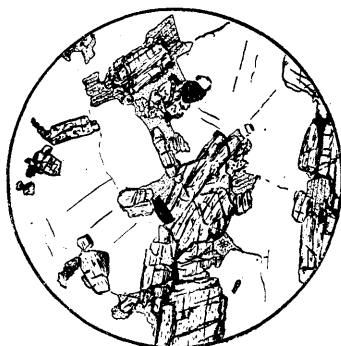
斜長石、紫蘇輝石、角閃石からできている。  
ピリカペタヌ沢。×30

斜長石は  $1\text{ mm} \times 0.3\text{ mm}$ ,  $0.5\text{ mm} \times 0.1\text{ mm}$  の長柱状で配列性はない。累帯もほとんどみられない。 $An_{60}$  ほどの成分をもっている。紫蘇輝石は  $0.2\text{ mm}$  から  $0.1\text{ mm}$  の短柱状でなかには  $0.5\text{ mm}$  ほどの大形結晶があるが、これは斜長石とオフィチック構造をつくる。普通輝石は細かな粒状をしめし斜長石のまわりにみられる。角閃石はところ

### 後期形成相

## b ノーライト

これらの岩石は、急冷相を縞状につらぬいて発達する。またトツタベツ川中流から昭和沢下流にかけては、独立にひろく分布をしめしている。ピリカペタヌ沢で輝緑岩状ノーライトを幅約2mの縞状につらぬく岩石は、鏡下で他形粒状・平行構造をしめしているもので、容量比は斜長石57.9%，紫蘇輝石38.2%，鉄鋳3.8%である。(第13図)



昭和沢下流  
× 30

第13圖 ノーライト中粒相

mm×0.1mmの柱状で、斜長石に平行して配列している。 $2V = (-)70^\circ$

昭和沢下流のノーライトは、ひろい分布をもつものである。

斜長石55.8%，紫蘇輝石31.4%，角閃石1.1%，鉄鋳0.3%の容量比をもつ。

斜長石は1mm×0.3mmないし0.3mm×0.1mmほどの他形柱状で、累帯はわずかにある。配列性は全くない。紫蘇輝石は1mm×0.2mmから0.3mm×0.1mmの長い柱状である。角閃石は褐色のカミングトン角閃石がおおい。

トツタベツ川1番滝約500m上流では、このようなノーライトのなかにポイキリチックな褐色角閃石ができています。これらは、普通3mm程度、ときには、いくつかが集つて5mmにおよぶクロットをつくり、斜長石をつつみこみ、なかに粒状の輝石をとどめて発達している。このようなクロットの部分をみると、つぎにのべる角閃石はんれい岩と構造も組成鋳物の上でもほとんど区別できない。

斜長石は2mm×0.8mm，1.5mm×0.5mmの不規則な柱状結晶で累帯はほとんどない。結晶主軸の平行配列がいちじりしい。An<sub>60</sub>の成分をもっている。大形の斜長石は小形斜長石にくらべると平行配列をしていない。これらは、平行配列の方向にはほぼ平行するすべり運動を行つて、結晶がこわれている。紫蘇輝石は0.5mm×0.3mm，0.3

## ① 角閃石はんれい岩

角閃石はんれい岩は、塊状はんれい岩体のなかで、もつともひろい面積をしめて発達している。これらはトツタベツ川1番滝より下流、十勝ポロシリ岳北面からピリカベタヌ沢にかけてみる事ができる。まえにのべた輝石はんれい岩とおなじように、この岩石にも細粒の早期形成相と、それを縞状にきる後期形成の粗粒岩とが認められる。これらの関係は、第10図にしめしたとおりである。また、この岩類では、後期の粗粒岩が細粒岩を不規則におきかえて発達するようすもみることが出来る。このようにしてできた岩相は肉眼的にはいちじるしい特徴のあるものだから、交代岩相ということにする。

### 早期形成相

#### a 輝緑岩状角閃石はんれい岩

この細粒岩は、まえの場合とおなじように、たいていセプタに近いところには認められるが、また、粗粒相のなかにパッチ状にみられることもおおい。この岩石は斜長石・褐色角閃石が主成分で、輝石は角閃石のなかにのこつてゐることもある。輝石がたくさん認められる岩石は、輝緑岩状ノーライト・ハイプライトにふくめてもよい。



ピリカベタヌ  
沢上流。  
× 30

鏡下では、なかばオフィチック構造をしめす。(第14図) 鈣物容量比はどこでもだいたいにていて、斜長石41~43%, 角閃石57~59%の範囲におちる。

斜長石は1mm×0.2mmから0.5mm×0.1mmの長柱状半自形で、アルバイトーカルスバッド双晶を普通にしめし、累帯もかなりはつきりしている。

An<sub>60-40</sub>の成分範囲をもつもの

#### 第14圖 輝緑岩状角閃石はんれい岩

も認められる。角閃石は斜長石の間をうずめてなかばオフィチック構造をつくる褐色種である。 $\hat{C}Z=23^\circ$  X: 黄茶色 Y: 茶色 Z: 茶褐色

### 交代相

## b 斑状角閃石はんれい岩

細粒角閃石はんれい岩は、粗粒相との中間に、粗粒相の要素を不規則な斑点状にもつ角閃石はんれい岩をもっている。まだらにできている粗粒の斜長石や角閃石は、図版5にしめすように、細粒の母岩をおきかえてできているようにみえる。また、この岩相のなかには粗粒相が脈状にはしるところもすくなくない。

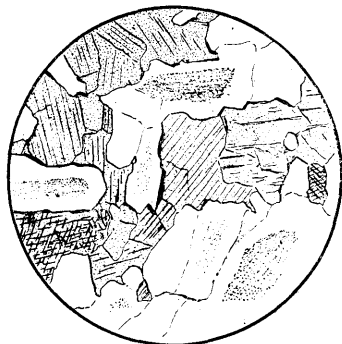
鏡下でみると、細粒の基質はまえにのべた輝緑岩質角閃石はんれい岩であつて、それに見られる変化は、粗粒の斑点に接する褐色角閃石が部分的に淡色になるほかはなにもない。まだら状に発達する粗粒部は、 $2\text{mm} \times 0.1\text{mm}$  ないし  $1\text{mm} \times 0.5\text{mm}$  の半自形斜長石と  $2\text{mm} - 1\text{mm}$  ほどの柱状・他形褐色角閃石からできている。

斜長石はアルバイトーカルルスバッド双晶をもつ。累帯はよわい。また包裹物もない。角閃石は斜長石より自形性がよわいが、 $0.3\text{mm} \times 0.1\text{mm}$  ほどの小さな斜長石をたくさんつつみこんでいる。角閃石は斑点のまわりにわりあい集まる傾向がある。(図版5, 第2図)

## 後期形成相

### c 角閃石はんれい岩

後期形成の角閃石はんれい岩は、輝緑岩質角閃石はんれい岩を縞状につらぬいて発達するほか、トツタベツ川とピリカペタヌ沢出会を中心に、この二つの川ぞいにひろく分布する。岩石は均質なものではなく、細粒の早期岩相をパッチ状にふくんでいる。



ピリカペタ  
ヌ沢上流  
× 30

角閃石はんれい岩は、鏡下で、半自形粒状構造をしめす。(第15図) 斜長石は  $65\% \sim 49\%$ 、角閃石は  $51\% \sim 39\%$  ほどの範囲の容量比をもつ。ところによつては、黒雲母をともなうなど変化にとんでいる。

斜長石は  $1.5\text{mm} \times 0.8\text{mm}$ 、 $1\text{mm} \times 0.5\text{mm}$  ほどの半自形結晶で、まったく平行構造はない。

アルバイトーカルルスバッド双

第15図 角閃石はんれい岩

晶をもち、累帯はわりあいはつきりしている。An<sub>55</sub>の中心核にAn<sub>40</sub>の周縁部をもつて

いる。角閃石は褐色のものであるが、まわりから淡色のものに変つている。帯緑茶色のものもおおい。ときどき、中心に輝石がのこつている。黒雲母は、たいてい緑泥石に変化する。これは斜長石をおきかえて、不規則なかたちで発達する石英にともなわれていることがおおい。

#### D 閃緑岩質はんれい岩

この岩石は、角閃石はんれい岩に石英や黒雲母がたくさん発達して、すでにできている鉱物をおきかえているタイプをふくめる。輝石をふくむはんれい岩にも、このようなタイプはところによつては、小規模に細い脈をつくつて発達することがしられている。したがつて、はつきりとした岩体をつくつて閃緑岩質はんれい岩が発達することは、すくないのである。

トッタベツ川とピリカペタス沢出会の約300 m 上流や1 番滝下流 500 m 附近に、わりあいひろく閃緑岩質はんれい岩は認められる。

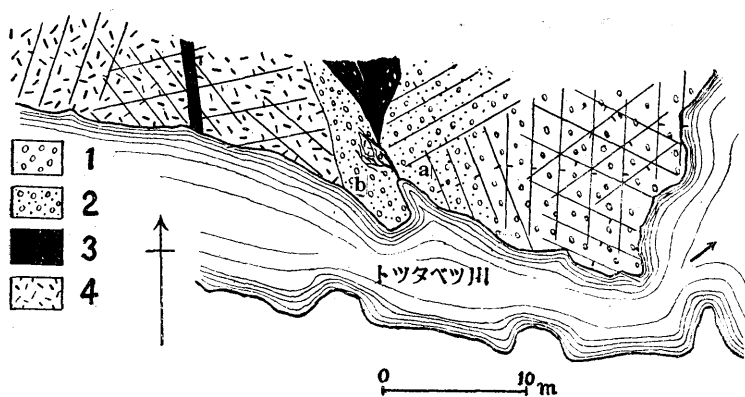
この岩石は、鏡下では、半自形粒状構造をもち、斜長石は  $An_{45}$  の中心核に  $An_{30}$  の成分をもつぶちがはつきりと認められる。有色成分は紫蘇輝石の小さい粒状結晶・淡緑色角閃石・カミングトン角閃石・黒雲母であるが、黒雲母は 2 mm 以上にもたつするポイキリチックな発達をみせている。石英はほかの鉱物のあいだをうめてひろがり、また、それらをつつみこむものもおおい。ところによつては、プールをつくつている。

輝石はんれい岩にともなわれるものは、縞状構造の走向にほぼ直角に発達する幅 2 cm ~ 3 cm、長さ 15 cm ほどの細脈をつくつている。このまわりは、褐色角閃石があつまる帯があつて、なかを粗粒の斜長石・褐色角閃石・黒雲母および石英がうめている。ポイキリチックな角閃石と黒雲母の発達および石英のプール状の産状は、いちじるしいものである。

#### E 節理系

第3期はんれい岩体にみられる節理系は、片麻状はんれい岩のものにくらべて規則正しくない。また、はんれい岩には方向性があつても限られた地域に発達する縞状構造だけであつて、全体としては、方向性がきわめてみだしにくいから、節理を野外でいみづけることはむずかしい。また節理の発達もトッタベツ川1 番滝近くのセプタでの観察をもとにして考察すると、つぎのべるように複雑なもののように思われる。





- 1 黒雲母・正長石・石英・斜長石岩    2a 含斜方輝石・堇青石・  
 黒雲母・正長石・石英・斜長石岩    2b 斜方輝石・黒雲母・石英  
 ・斜長石岩    3 花崗岩質岩石とアプライト    4 はんれい岩

第16圖 トツタベツ川！番滝上流のセプタの節理の発達をしめす

すなわち、このセプタではつぎのようなことがしられる。セプタより下流側のはんれい岩には、 $N 60^{\circ}E \cdot SE 40^{\circ}$ 、 $N 10^{\circ}E \cdot NW 60^{\circ}$ 、 $N 40^{\circ}W \cdot NE 40^{\circ}$ などの節理がよく発達し、 $N 40^{\circ}E \cdot NW 60^{\circ} \sim 80^{\circ}$ のものにそつては花崗岩質アプライトが貫入している。セプタは、ほぼ $N 20^{\circ} \sim 30^{\circ}W$ に走るものらしく、厚さ約30mである。そしてこのなかには一様に径10~20cmの石灰質団球がふくまれている。セプタの東側の約17mは、黒雲母—石英—正長石—斜長石岩で、それは西側では、堇青石とわずかの斜方輝石をふくむ岩石にうつりかわる。この岩石は、約7mの幅をもっている。さらにこの西側は、斜方輝石—黒雲母—石英—斜長石岩が、約6mの間露出している。この部分のセプタのなかには、北にひろがる花崗岩質岩石が発達している。この花崗岩質岩石も石灰質団球をふくんでいる。セプタの西側は、あきらかな境界をしめしてはんれい岩と接し、これによつて貫ぬかれている。このセプタの露頭は、河にあらわれているので露出の状態はひじょうによく、一つ一つの節理を追跡することができる。節理の方向は堇青石・斜方輝石をふくまないセプタは、 $N 40^{\circ}E \cdot SE 60^{\circ}$ 、 $N 10^{\circ}E \cdot SE 55^{\circ}$ 、 $N 80^{\circ}W \cdot SW 60^{\circ}$ 方向がいちじるしい。堇青石をふくむ部分では、 $N 50^{\circ}E \cdot NW 85^{\circ}$ 、および $N 20^{\circ}W \cdot$

SW 80° となり、斜方輝石のいちじるしいセプタでは、N 70°E・NW 70° 方向の節理がめだつ。あとのものは、西側のはんれい岩にもつながるものである。セプタ上流のはんれい岩では、N 70°E・NW 70°、N 40°W・SW 80° 方向の節理があきらかであるが、セプタを離れるにつれて、N 20°E・NW 20° のゆるい節理がくわわつてくる。このように、節理は岩石の種類がちがうと別の方向をしめすのである。第3期はんれい岩は、岩相や鉱物の組合わせに変化がはげしいから、節理の方向が一律ではないことを、この事情に、もつめることもできるであろう。

それにもかかわらず、はんれい岩体にはその全域にわたつて、わりあい一定した方向の節理が認められる。この節理というのは、岩体の北西部では走向 N 60°~80 E のほとんど直立するもので、ひじょうにたくさんの花崗岩質アプライトをともなうものである。これは、岩体の南のほうでもおなじように認められるが、アプライトの発達具合は、まばらになつている。岩体の東のほうでは、N 30°~40 E の走向をもつものにうつりかわつていらく、この方向の節理に、アプライトがところどころみられる。

この一群の節理は、ほかのものをたちきつているから、わりあい後期にできたものであることがわかる。これについては、片麻状花崗岩のところでのべている。

### III セプタについて

片麻状はんれい岩類およびはんれい岩類のなかに、石灰質団球をたくさんふくむトーナライト質岩石あるいは黒雲母—石英—ノーライト質岩石が、リポンのようにつらなり、はみこまれている。これらは深成岩体のところどころで認められる。もつともいちじるしいものは、トツタベツ川5ノ沢からカタルパ沢・エサオマントツタベツ川中流・さらに札内岳東方にわたつて発達するセプタである。これが片麻状はんれい岩類とはんれい岩類との二つの岩体の境界に考えられていることは、まえにのべた。このセプタを追跡してみると、エサオマントツタベツ川での露頭部とトツタベツ川での露頭部との中

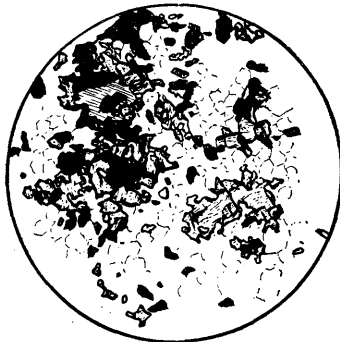
間、標高約 1,200 m の高いところ（比高差約 400 m）でも、このセプタは認められるから側方への延長はもちろん、垂直的にも、かなり連続性があるものとみてよい。

セプタに接するはんれい岩は、おおくは細粒輝緑岩状の急冷却相をしめし、はんれい岩の柱状斜長石はセプタに平行する面上に配列している\*。この配列性は流理構造をしめすものと考えることができる。セプタの石灰質団球は、はんれい岩のために切られていることが認められるので、セプタをつくる岩石は、はんれい岩によつてとりこまれたものであることは疑いもない。

このようなセプタは、片麻状はんれい岩のなかにも、第3期はんれい岩のなかにもふくまれているが、母岩のしめす性質のちがいに応じて、セプタの組成あるいは構造に相違が認められる。

#### A 片麻状はんれい岩体のセプタ

片麻状はんれい岩のなかにもふくまれているセプタでは、石灰質団球は一方向にひどくひきのばされて幅 3 cm・長さ 30 cm またそれ以上におよぶ細長い形となつている。その中心は青灰白色、まわりは緑色をおび、母岩との境界ははつきりしていない。石灰質団球をふくむ母岩は、細粒片麻状黒雲母—紫



第 17 圖 片麻状はんれい岩のなかのセプタ

蘇輝石—石英—斜長石岩で、細かな磁硫鉄鉱により鉄染され、赤さびをだしている。

ポイキリチック  
紫蘇輝石がいちじ  
るしい。  
エサオマントッ  
タベツ川。×30

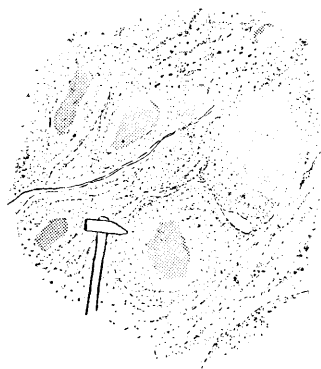
鏡下では、石灰質団球の中心は 0.2 mm～0.1 mm の透輝石とひじようによごれた斜長石が、延長方向に配列している。団球のはじのほうでは粒状石英がくわり、透輝石のかわりに緑色

\* 線配列はわかつていない。

角閃石の発達するものもある。母岩は片麻岩状の黒雲母—紫蘇輝石—石英—斜長石岩であるが、セプタによつては、黒雲母と石英はわずかの量をしめすにすぎず、ノーライト質の岩石である場合も認められる。このようなノーライト質岩石では、斜長石は0.1 mmほどのモザイク状結晶のくみあつたもので、そのなかに0.5 mmにおよぶボイキリチックな紫蘇輝石斑状変晶が発達している。このような構造は磁硫鉄鉱による鉄染とともに、ノーライトにはみられない特徴といえる。

## B はんれい岩体のセプタ

はんれい岩のなかに認められるセプタのなかには、まえにのべたものと同じが、組成鉱物に平行配列性がほとんどない。石灰質団球は、だいたい20 cmから10 cmほどの丸みをおびた形をしているが、不規則に枝わかれているものも、すくなくない。それらの中心は青灰白色、まわりは緑色の帯でつまれる。団球と母岩との境めには、二つのものがうつり変る帯があり、母岩の粒度は団球からはなれるにつれて粗くなつていく。母岩はトーナライトのような岩石であるが、細粒部と粗粒部とが不均質にまじりあい、流動したような構造をつくつていく。(第18図)



第18図 セプタにみられる  
流動構造

鏡下では石灰質団球の中心はひじょうに細かな透輝石と斜長石とが密集し、それらの間に角ばつた形の0.15 mmほどの石英粒が認められる。もちろん石英は細かく再結晶した粒子のあつまりとなつていく。この構造は石灰質砂岩の組織をのこしているようである。団球のはじは、透輝石と緑色角閃石とがたぐさん集つていく帯があり、この外側は細かな(角閃石)透輝石—石英—斜長石岩である。およそ2 mmないし3 mmでこれに黒雲母がくわりだし、しだいに粗粒の母岩にうつつてゆく。

母岩は、幅のひろいセプタの中心ではトーナライト質岩石である。斜長石は1.5 mmないし0.3 mmの半自形をしめし、配列性はまつたくない。累帯構造はいちじるしく $An_{82-20}$ の成分範囲をもつていく。細かな斜長石や黒雲母をつつみこむものがわりあいにおおしい。これらのしめす双晶のわりあいはずぎのようになる。\*



第19圖 はんれい岩のなかの  
セプタ

黒雲母をつつみこんで、ポイキロプラストとして発達している。カリ長石は径3mm以上にも生長するが、均等には分布していない。

トッタベツ川1番滝上流のセプタでは、第16図のようにセプタのはじめのほうに堇青石と紫蘇輝石が斑状変晶として発達している。この部分には、しばしば粗粒の花崗岩質細脈ができています。この脈のはじめでは石英やカリ長石が、母岩を交代しているようすが認められる。また、この脈の一部はセプタ自身のみならず、はんれい岩も貫ぬく不規則な形の花崗岩質岩脈につながっている。

このような花崗岩質岩脈は、片麻状はんれい岩のなかの札内川上流のセプタ、エサオマントッタベツ岳南東面のセプタ、あるいはピリカベタヌ沢のいくつかのセプタについても、同じ産状が認められる。この産状を考慮すると、堆積岩がはんれい岩にとりこまれたために、ひじょうに高い熱変成作用を受け、流動性をおびる部分ができ、下部からの物質の供給もあいまつて、逆にはんれい岩のなかに貫入したものと考えられる。

石灰質団球の存在から、これらのセプタは堆積岩に由来するものであることはうたがえない。しかし、深成岩体のなかに特定の地層だけが、このようにとどめられているということについては、わからない。おそらく、それらの発

| No.      | U      | A  | C  |    |
|----------|--------|----|----|----|
| 粗粒トーナラ   | 50,246 | 17 | 41 | 42 |
| イト質岩である。 | 50,249 | 19 | 36 | 45 |
| 黒雲母のつ    | 50,250 | 20 | 43 | 37 |
| よい発達、斜長  | 50,251 | 19 | 44 | 37 |
| 石もわりあい自  | 50,252 | 20 | 41 | 39 |
| 形的である。   |        |    |    |    |
| トッタベツ川   |        |    |    |    |
| 1番滝上流    |        |    |    |    |
| ×30      |        |    |    |    |

黒雲母は1mm~0.5mmの板状結晶をつくり、わりあい自形性がある。ジルコンの多色暈が認められる。

X: 淡黄色

Y: Z: 赤褐色

石英とカリ長石は斜長石、

\* 東京文理大地質学教室広田正一測定による。

\*\* 堆積岩自体から供給されたものが、おおいかもしれない。

達は侵入のときの地質構造のうえの意味をしめしているのではあるまいか、とも考えられる。

#### IV 片麻状花崗岩類

片麻状花崗岩類ははんれい岩の北側、片麻状はんれい岩の東側に幅約4 km 北々西におよそ12 km のびて 図幅外メムロ岳附近で消滅する調和的な進入体を形づくっている。

この岩体は、美生川とその支流トムラウシ川などの上流部でみることができ。片麻状花崗岩はトラムウシ山や妙敷山の南面で第3期はんれい岩をつらぬいていて、また美生川8ノ沢合流近くでは、はんれい岩の大きなゼノリスをもち、これを同化する様子が認められる。

片麻状花崗岩体の東側では、岩石には片状構造が強くしめされ、その走向と傾斜は日高層の変成したホルンフェルスのへきかいに一致している。岩体の中心部は粗粒で、方向性はわりあいに弱い、岩体の西側の約1 km の間には堇青石をふくむ黒雲母片麻岩が露出し、その片理に平行してしばしば粗粒の花崗岩質岩石があきらかな境界をもたぬ脈状に発達している。

もつとも西側、片麻状はんれい岩との接触部ではふたたび粗粒の花崗岩質岩石となる。

岩体の東側の片状構造は、日高層との接触部近くでことにいちじるしく、美生川、トムラウシ川では  $N 20^{\circ} \sim 30^{\circ} W$ ・ $SW 50^{\circ} \sim 60^{\circ}$  の走向傾斜をしめしている。この面上には黒雲母による線配列\*がすくなからず発達する。たいてい、それらの方位は  $N5^{\circ} \sim 10^{\circ} W$ 、おとしは  $SSE 8^{\circ} \sim 10^{\circ}$  であるが、トムラウシ川の一部では片理面がみられずに、水平な線配列のみがしめされている。片麻状花崗岩がはんれい岩をつらぬくトムラウシ山や妙敷山のあたりでは、断層がいちじるしくあるために、片状構造の方向はみだれている。しかし、だいたい走向は東西性となり傾斜は南おちになつている。美生川8ノ沢では

\* Lincation.

片状構造の走向は東にふれ、下流では  $N 20^{\circ} \sim 30^{\circ} E$ 、上流部では  $N 60^{\circ} E$  をしめしいずれも西に急斜している。

片麻状花崗岩体の西の部分をしめる黒雲母片麻岩の片状構造は、美生川では  $N 20^{\circ} \sim 40^{\circ} W$  の走向をしめし  $SW$  に  $40^{\circ} \sim 60^{\circ}$  で傾斜しているが、ところによつては  $NE 50^{\circ} \sim 70^{\circ}$  かたむくものも認められる。

片麻状花崗岩体をつくっている岩石は、

片麻状花崗岩

黒雲母片麻岩

である。まえのものには片状構造のいちじるしい周縁岩相と粗粒の中心部の岩相が区別できる。

## A 片麻状花崗岩

片麻状花崗岩は粗粒の片状をしめす花崗岩であつて、カリ長石・斜長石・石英および黒雲母を主成分とする。それらは一般に圧碎し、再結晶をしめしているが美生川 8 ノ沢附近の岩石では、動力的影響をわりあいしめしていない。



第 20 圖 片麻状花崗岩

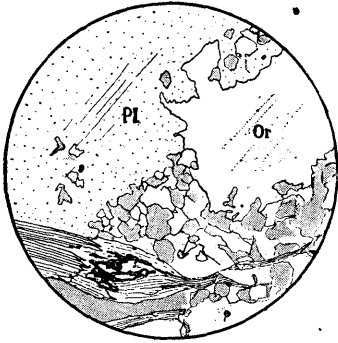
。ジルコンなどもふくんでいる。X: 淡黄色・Y, Z: 赤褐色, 石英およびカリ長石は、これらの間をうずめて発達している。

岩体の大部分をつくっている片麻状花崗岩には、圧碎の影響がみとめられる。斜長石の双晶はまがり、迂り、結晶のまわりには再結晶してできた細かな粒状の斜長石ができ

この岩石は、鏡下では、斜長石は  $2 \text{ mm} \times 1 \text{ mm}$  ないし  $0.5 \text{ mm} \times 0.3 \text{ mm}$  の半自形のもので累帯はほとんど認められない。Anso 程度の成分をもっている。黒雲母は  $1 \text{ mm}$  ないし  $0.5 \text{ mm}$  の板状結晶が線配列をしめしている。この線配列に垂直な薄片では、黒雲母は斜長石のあいだにクロットをつくり、へきかいの方向は約  $60^{\circ}$ 、 $130^{\circ}$  に交叉してい

黒雲母は線配列に直角な薄片ではこのように配置されている。

トムラウシ川  
 $\times 30$



第21圖 斜長石およびモザイク状の再結晶部分をおきかえるカリ長石  
 ているが、ここでは、輝石のゼノクリストがたくさん認められる。

黒雲母はいち  
 じるしく動力の  
 影響をしめして  
 いる。

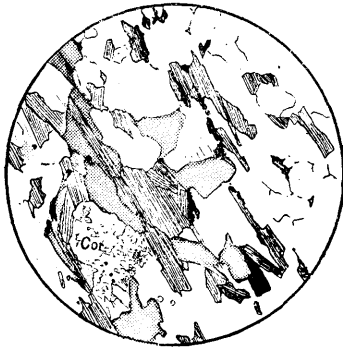
トムラウシ川  
 × 30

ている。石英もおなじように  
 動力的影響をしめし、波動消  
 光をしている。このような岩  
 石のカリ長石は、圧砕部また  
 は再結晶した部分にいちじる  
 しくひろがり、斜長石をおき  
 かえている。他の鉱物が動力  
 影響を強くしめすのにカリ長  
 石は新鮮で変動のあととはほと  
 んどとどめていない。(第21図)

妙敷山南面トッタベツ川5  
 ノ沢上流の片麻状花崗岩は、  
 はんれい岩を不規則に貫ぬい

## B 堇青石・黒雲母片麻岩

この岩石はトムラウシ川源流や美生川上流でNNW，美生川8ノ沢上流で  
 はNEの走向をもち片麻状花崗岩体の西側をしめて大きく西に弧をえがいて  
 分布している。このほかにも、トムラウシ川では数カ所に片麻状花崗岩のな  
 かに片理に平行するパッチとして発達している。これらの岩石は中粒ないし  
 細粒の縞状片麻岩のことがおおい。



第22圖 堇青石黒雲母片麻岩

片麻状花崗岩  
 のなかにふくま  
 れている。

Cor: 堇青石  
 美生川中流  
 × 30

鏡下では斜長石の0.3 mm  
 ~0.2 mmの粒状変晶と石英  
 のレンズ状結晶の間に、一方  
 向に配列する葉片状黒雲母が  
 片理をつよくつくっている。  
 黒雲母の多色性は片麻状花崗  
 岩とかわらない。堇青石は  
 0.5 mm~0.2 mmの粒状の結  
 晶をしめしている。わりあい  
 に新鮮で、かつ包裹物がすく  
 ない。また黒雲母につつまれ  
 るものがおおい。

この岩石は日高山脈の中核ミグマタイトに関連する片麻岩とまつたく区別



できない。

またこの片麻岩には片理に整合的に粗粒部がしばしばできている。この粗粒の部分には、ポイキロプラスチックな石英おもにカリ長石に特徴があり、それらの発達のようなは、片麻状花崗岩での場合とまつたくおなじである。

### C 片麻状花崗岩のなかのはんれい岩ゼノリス

美生川8ノ沢合流附近およびその下流に、はんれい岩が片麻状花崗岩のゼノリスとしてとりこまれている。それらゼノリスのもつとも変化のすくない部分は、細粒の塊状はんれい岩である。斜長石は1 mm×0.3 mmほどの柱状結晶でAn<sub>60</sub>の成分をもつ。おもな有色成分には、輝石類が変化してできたカミングトン角閃石と淡褐緑色角閃石とがあるが、それらは輝石の仮晶をしめしている。

この岩石は、粗粒角閃石はんれい岩のために不規則につらぬかれている。つらぬいている粗粒の岩石には、黒雲母が斑点をつくつてポイキリチックに発達し、また石英が斜長石(An<sub>50-45</sub>)をおきかえている点がいちじるしい。

片麻状花崗岩は、この粗粒角閃石はんれい岩をつらぬいていて、はんれい岩をなかにつつみこんで不規則にひろがつている。ちょうどその様子は、礫岩のようにさえみえる。二つの岩石の境界の近くでは、はんれい岩には黒雲母がたくさんでき、他の鉱物はひどく汚されている。花崗岩は角閃石をふくむほかは、まわりの母岩とちがいはない。また、このようなはんれい岩ゼノリスはトムラウシ川上流のトムラウシ山附近などで転石をたくさん認めることができる。

これら片麻状花崗岩の産状をみると、この岩石はあきらかに侵入性の岩石であるが、ミグマタイトに関連する黒雲母片麻岩を構成メンバーにもつている点は、とくに注意される。

### D 節理系

片麻状花崗岩には、その岩体をつうじて規則正しく発達する節理がある。

この節理は、この岩体のなかに限られずに、日高層の地域にもびてひろい範囲を特徴づけていて、発達する方向は片麻状花崗岩の片理面や線配列の方向にたいしほぼ直角にできているから、**Q 節理**にあたる。すなわち、それらの節理の走向はほとんど **E—W** をしめし、直立に近い傾斜をもっている。岩体の南はじめでは、片状構造の走向が **E—W** に近くまがるから、ここでは岩石の方向性に斜交する。

## E 片麻状花崗岩のともなう花崗岩質アプライト

この地域のはんれい岩類は、まえにのべたように規則正しく発達するアプライト岩脈群によつてつらぬかれている。これらのアプライトは、はんれい岩のみならず片麻状花崗岩をもつらぬいている。また、アプライトは、トムラウシ山・妙敷山附近の二つの岩体の境界近くから、南側のはんれい岩体のなかに、ひじように数がおおく、かつ、ほとんど  $N 60^{\circ} \sim 80^{\circ} E$  方向にかぎられて発達しているのである。

この方向は、片麻状花崗岩の線配列の方向にほぼ直交するものであり、片麻状花崗岩体の **Q—節理**にだいたい平行するものである。

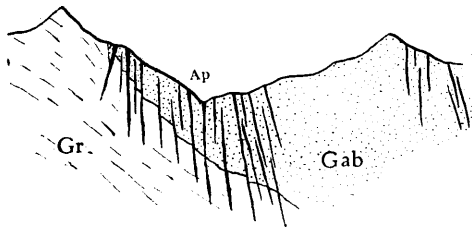
トッタベツ川大正沢では、片麻状花崗岩とはんれい岩との接する面の傾斜は、ところによつて一定していないにもかかわらず、実際の境界面は南に傾いていることがわかる。まえの項でふれたことや、これらのことを総合してみると、花崗岩質アプライト岩脈群は片麻状花崗岩が侵入した際にひきおこされた張力の結果できた割れめ<sup>\*</sup>、あるいはその岩体周縁部の割れめ<sup>\*</sup>を、未だ固まりきっていないマグマの残液がみたしたものと解される。(第 23 図)

これらのアプライトは、はんれい岩体の南部、ピリカベタヌ沢支流やキネンベツ沢に発達する同じ方向をもつ花崗岩岩脈、あるいはシートに直接連絡しているものである。

花崗岩質アプライト岩脈は、幅 10 m 以上におよぶものから 1 m にもたつ

\* Tension Joint.

\*\* Marginal fissure.



片麻状花崗岩ははんれい岩体の下部から左上方へ流動する。接触面は小さい変位によつて乱されている。

Gr: 片麻状花崗岩  
 Gab: はんれい岩  
 AP: アプライト

第23圖 大正沢トッタベツ川出会よりほぼ東西の断面をしめす模式図

せぬせまいものまでであるが、幅の広い岩脈は、おもに細粒黒雲母花崗岩アプライトから成りたつていて、このなかを優白質なアプライトがつかぬいている。幅のせまい岩脈では優白質アプライトのみからなつている。

## V 花 崗 岩

### A 黒雲母花崗岩

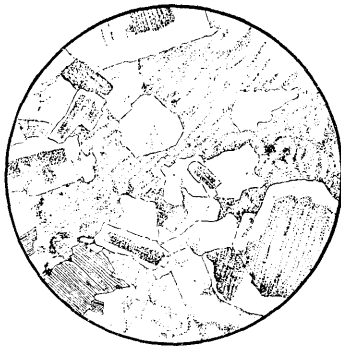
花崗岩は、この図幅では十勝ボロシリ岳の東山腹からトッタベツ川の峡谷をよこぎり、三角点 1,089 m の山の東側まで、幅約 2 km・南北延長およそ 9 km の範囲をしめ、はんれい岩体と日高層との間に進入している。また、べつこの岩体は、はんれい岩の南側キネンベツ沢上流からピリカベタヌ沢支流にかけて、N 60°E の方向にのびるレンズ状岩体として発達し、あるいは図幅外、芽室町剣山をつくる岩体の一部分が認められる。

これらをつくる花崗岩は、中粒ないし細粒の有色鉱物のすくない、均質でかつ塊状の岩石である。ゼノリスとしては、トッタベツ川およびオピリネツプ沢で細粒閃緑岩質岩石のパッチをわずかに認めたにすぎない。

花崗岩の日高層にあたえた熱的影響は、いちじるしいものではないようで、その範囲も、わりあいにせまいものであるが、ところどころにプール状に高い変成度をしめすホルンフェルスをつくつている。

岩体の大部分をつくる花崗岩はカリ長石・斜長石・石英および黒雲母よりなる。

鏡下では、半自形粒状構造をしめす。(第24図) 斜長石は 2 mm × 1 mm ないし 0.5 mm



第24圖 花崗岩

鉄容量比はつぎにしめす。\*

|            | 石 英  | カリ長石 | 斜長石  | 黒雲母 | その他 |
|------------|------|------|------|-----|-----|
| 51157 (剣山) | 34.2 | 38.2 | 23.4 | 3.9 | 0.3 |

キネンベツ沢を中心に発達する岩体の花崗岩は、まゑにのべたものにくらべ斜長石はいくらか基性 ( $An_{30-20}$ ) で、カリ長石の量はすくないものである。

## B グラノファイア

十勝ボロシリ岳の東面をしめる花崗岩は、その岩体のなか、あるいは岩体にひじょうに近いところに、グラノファイア岩脈をともなつている。これらの岩脈は花崗岩体の東側に発達し、トツタベツ川本流・帯広川上流・オピリネツ沢で認められる。

岩石は、なかに含む鉄鉄のさびで黄茶色をおびている。帯広川では、直径1cmほどの卵形の空洞が流動方向をしめすように配列している。

斑晶は、斜長石で  $An_{25-20}$  の成分をもつ、累帯構造はわずかに発達している。

石基は、ひじょうに細かな斜長石・石英・カリ長石がくみあつていて、斜長石の細かな短冊状結晶を0.05 mmほどの石英およびカリ長石の粒状結晶がつつみこんで発達している部分が認められる。

## VI ピクライト質はんれい岩

この岩石は、ピリカペタヌ沢下流およびエサオマントツタベツ川中流で、

\* 北大理学部地質学鉄物化学教室 鈴木淑夫学士測定。

塊状はんれい岩を岩脈としてつらぬくものである。粗粒，塊状で，斜長石の量がすくなく風化面は蛇紋石のためになめらかであつて，かんらん石はんれい岩の風化面のようにと，ひじようにちがつている。この図幅のなかでは，はんれい岩体をつらぬく以外の関係はなにもわからない。しかし，日高山脈の南はじの広尾町音調津の海岸で，ピクライト質はんれい岩は，幌尻岳侵入体の第5期花崗岩にあたる塊状花崗岩をつらぬいているから，第6期侵入岩に考えられるものである。



第25圖 ピクライト質はんれい岩

ほか，小さな斜長石をふくんでいる。普通輝石はかんらん石・斜長石をつつみこみ，5mmないし1cmにおよぶ大きな結晶をつくる。褐色角閃石にいちじるしくおきかえられるものがある。黒雲母は淡色種でありX：無色・Y：白茶・Z：ふきいろ，をしめす。斜長石は他形柱状結晶をしめしAn<sub>70</sub>の成分をもつものである。また，かんらん石の変質によつていくらか滑石・蛇紋石ができていものがみられる。

この岩石はかんらん石・紫蘇輝石・普通輝石・褐色角閃石・黒雲母・斜長石を主成分としている。(第25図)  
かんらん石は1mm~0.3mmほどの粒状結晶であつて，ほかのすべての鉱物につつまれる。まわりに放射状にわれめをひろげている。紫蘇輝石は3mm×1mmほどの柱状結晶をつくる。かんらん石の

## 第9章 変成岩

この地域の日高層群は，深成岩体のまわりではそれらの侵入による熱変成作用を受けて，ホルンフェルス帯をつくつている。

また図幅の南西，札内川流域では，日高山脈中核のひろい地域をしめて発達するミグマタイトの形成に関連して，ひろい範囲に熱と動力との作用をおむつて片麻岩・片岩およびホルンフェルスに変成している。深成岩類の接触熱変成作用のおよんでいる範囲は，たいてい2kmをでないが，ミグマタイ

ト形成の影響は片麻岩の外はじからも4 kmにおよぶ。

深成岩類は片麻岩などをつらぬいているから、ところによつては重複して変成作用がおこなわれていることになる。しかし、それらをはつきり区別することはむずかしい。

ミグマタイト形成に関連する変成岩類は、つぎのようになる。

黒雲母片麻岩

(董青石) 黒雲母片岩

斑点状黒雲母ホルンフェルス

変砂岩および粘板岩

深成岩による接触熱変成岩

片状(董青石) 黒雲母ホルンフェルス

黒雲母ホルンフェルス

変砂岩および粘板岩

## I ミグマタイトに関連する変成岩

### A 黒雲母片麻岩

黒雲母片麻岩は、この地域ではエサオマントツタベツ岳附近より南にひろく発達している。その中央は、はんれい岩によつてつらぬかれるので、図幅では東西二つの帯にわかれている。この東側に分布する片麻岩は、キネンベツ沢東方で黒雲母片岩にかわる。

黒雲母片麻岩は、黒雲母がおおくて片理のつよい細粒部と、斜長石と石英のおおいわりあい粗粒の部分とが、互層して縞状構造をつくっている。主成分は斜長石・石英・黒雲母であるが、角閃石もしばしば発達している。ところによつて、カリ長石も認められる。黒雲母は細粒部では一方向に配列し、

寄木状にくみあう斜長石と石英の間に一様に分布している。ジルコン、鉄鋳をつつみこみ、X: うすとのこ色・Y: こうじ色・Z: くり色、をしめす。

粗粒の部分では、斜長石は1.5 mm×1 mmに達する大きくて、わりあい自形性のある形をしめし、 $Al_{0.5}$ の成分をもっている。石英には波動消光がいちじるしい。

## B (堇青石) 黒雲母片岩

札内川支流のキネンベツ沢では、N 10°~20°W の走向の片麻岩の東に N 10°E の片理をもつ黒雲母片岩が、幅約 1.5 km の間に分布している。この二つのもの間には花崗岩がつかぬいているので、直接する部分は認められない。

黒雲母片岩は 0.1 mm~0.5 mm ほどのモザイク状にくみあつた石英と斜長石鉍物粒および配列をつよくしめす黒雲母からなりたつている。これらのなかには、石灰質団球をふくむものも知られる。

キネンベツ沢上流三岐附近には、堇青石の斑状変晶をもつひじょうに細粒の片岩が、約 5 m の厚さの層をなして認められる。堇青石は 2 mm~1 mm ほどの卵形変晶をつくるが、ときに 5 mm におよぶものもある。片状黒雲母はこれをさけてまがるものがおおい。堇青石は黒雲母・斜長石などつつみこむ。ピナイトにかわつている。この堇青石をふくむ岩石は、源岩の地層の組成のちがいをしめすもののように考えられる。

## C 斑点状黒雲母ホルンフェルス

この図幅では、ミグマタイト形成に関連する黒雲母ホルンフェルスはキネンベツ沢とスマクンベツ沢とをわける尾根をつくつていらしいが、露頭のぐあいでは認められない。図幅外札内川本流では、黒雲母片岩は黒雲母の斑点をもつ片状ホルンフェルスにうつりかわる<sup>\*</sup>。

## D 変砂岩および粘板岩

スマクンベツ沢にひろく分布している。これらはもとの岩石の構造をのこし、再結晶は完全におこなわれていないものである。再構成は膠質する物質のなかにみられる不規則な形の、淡褐色黒雲母でしめされる。

このような変砂岩・粘板岩の性質は、深成岩の接触熱変成によるものと全

---

\* 木崎甲子郎：十勝国札内川上流における片麻岩およびミグマタイト類について。印刷中。

くおなじである。

## II 深成岩類による接觸熱變成岩

### A 片状（堇青石）黒雲母ホルンフェルス

美生川やトムラウシ川では、片麻状花崗岩の接觸部から数10メートルの範囲に、片状のつよいホルンフェルスができています。これらは、東側では急に片理をうしない、変堆積岩類にうつりかわる。片理の方向は深成岩のそれに平行しています。直接のコンタクトに、堇青石がふくまれるところがある。

鏡下では、黒雲母に配列性がつよいモザイク構造がしめされ、斜長石および石英は0.1 mmほどの粒度をもつ。斜長石には双晶するものがすくない。黒雲母は細かな鉄鉱で汚染されていて、一方向に縞状に発達している。堇青石は絹雲母によりおきかえられている。

### B 黒雲母ホルンフェルスおよび紫蘇輝石・黒雲母ホルンフェルス

深成岩の接觸變成作用の範囲は、まえにのべたように、わりあい力がよわいものである。不變成日高層との境は、接觸部から約1 kmないし1.5 kmほどのところにおかれる。変砂岩・粘板岩の再結晶の度合は、コンタクトにむかつてしだいに高められるが、直接するところが最高の変成度をしめす訳ではない。三角点1,089 mとの接觸部近くで、プール状にいちじるしく粗粒のホルンフェルスが発達している。この母岩は黒色粘板岩源の黒雲母ホルンフェルスであるが、紫蘇輝石の細かな結晶も認められる。

粗粒岩は斜長石 ( $An_{35-30}$ ) が2 mm×1 mmないし1 mm×0.5 mmの短冊状変晶として発達するものである。これにはまた石英およびカリ長石のポイキロプラストをとまなつている。斜長石の斑変晶はおもに石英によつてそのへきかいあるいは累帯にそつておきかえられ、その結果虫くい状の構造をつくつている。

## 第10第 地質構造

この地域の基盤をつくる日高層群は、ジュラ紀あるいはそれよりも古い時



代の地層をふくむものである。ここでは、それらを鮮新統？池田層あるいは洪積統が直接におおつているので、この資料のみでは地史・構造を論ずる訳にはいかない。しかし、日高山脈に関するいままでの知識をもとにして考察すると、これをつぎのようにのべることができる。

日高層群をもたらした地域は、古生代からジュラ紀にかけて一つの大きな地向斜海であつた。日高山脈の位置は、この地向斜海のほぼ中心部をしめるものであつて、白亜紀のはじめから第三紀にかけて、あいつぐ褶曲運動により次第に地脊斜の性状をおびるようになってきたところであるらしい。

これをややくわしくのべると、まず白亜紀のはじめ頃に、地向斜帯の中核部のきわめて深处でミグマタイトが形成されだした。ミグマタイトは、ただ高温のもとで物質の添加や除去のみによつて、広地域におよぶ堆積岩類がトーナライト質などの岩石に交代変成されるだけではなく、構造運動の影響がすくなくないのである。このことは、ミグマタイトの構造にはつきりうかがえるのであつて、ミグマタイトは形成の過程で、全体が西にたおれた一つの大きな脊斜状構造をとりながら上昇したらしい。特に、片状をつよくおびた片麻岩や片岩には、変成作用と構造運動との二つのものの関連がはつきりしている。このミグマタイトの大部分が形成された後に、はんれい岩の進入が、その帯の西側にそうわれめに行われた。(第1期進入岩)片麻状はんれい岩類は、発達程度からみると、山脈での構造上の役割は、より小さいらしい。恐らく、これはミグマタイト形成後かなりの時をへて、山脈が次第に固まつていつていることをしめすものであろう。しかし、片麻状はんれい岩の構造はそれが進入する時期に相前後して、なおつよいストレスの作用のあつたことをしめしている。このおおくの岩石が変成岩よりの構造をもち、Pyroxene faciesにあることは、変成的条件のもとでの進入を物語るものである。マグマの流動の方向に平行するような差動は、マグマが固まる際にくわえられたようである。Q 節理が片麻状はんれい岩体ではわりあい規則正しく一方向にならんでいることは、このあらわれとみるべきであらう。はんれい岩類(第三期進入岩)はこれにたいし、ストレスの弱い普通の火成的条件の下で

きたことをしめしている。セプタをいくぶん不規則に数おおくもつこと、岩質の変化がいちじるしいこと、節理に一定した方位のないことなどは、はんれい岩類が一つの侵入体をつくりながらも、内部では、それぞれちがう条件をしめし、外部構造から一応独立したいくつかの単元を、内部構造としてもつことを予想させる。この岩体のなかに石英や黒雲母にいちじるしく富む岩相のみられることは、はんれい岩体に対する花崗岩質岩石の影響のあつたことしめす。片麻状花崗岩は、ミグマタイトに関連して普通に発達する黒雲母片麻岩を一部にもち、これらの形成がミグマタイトときりはなせぬ関係にあることをしめしている。この岩石の構造と節理の発達のようにすからみると、片麻状花崗岩はN—Sの張力のもとに、はんれい岩体の下部から上昇してきたものらしい。この侵入のためにはんれい岩体にはいちじるしいわれめができ、それらにはアプライトが貫入している。これらアプライトの分布はいくつかの扇状に発達する岩脈群のくみあつたものとみられるが、その意味は未だよくわからない。このアプライトは、また塊状の花崗岩にもつながるものである。花崗岩の侵入は片麻状花崗岩の侵入におくれ、そのアプライト岩脈をもたせられた、われめをつくる構造運動に関連したものであるらしい。

すなわち、片麻状はんれい岩にはたらいた運動を、もしN—S方向に張力、E—Wへ圧力をもたせたとすると、その運動は片麻状花崗岩の時期にN—S性の張力としてとどめられていたことになる。

いままでのべた、ミグマタイトと火成岩の形成が山脈の地下深くで行われたことを契機に地向斜帯は地脊斜となるにいたり、第三紀のほとんど全期にわたり次第に隆起し、ついに深成岩類は新第三紀鮮新世のなかばには地表にあらわれるようになった。十勝平原南部域に発達するトヨ＝川層の堆積物には、黒色粘板岩礫とともに、これら火成岩に由来する礫層が介在している。鮮新世には一時山脈は隆起をやめ準平原化したこともあるが、その後まもなく、鮮新世末葉から洪積世にかけての地塊運動によつて、日高山脈は現在のような姿をあらわした。

## 第 11 章 応用地質

この図幅には、みるべき鉱床はふくまれていない。

池田層にふくまれる亜炭層は、現在淡山川の河床、標高約 205 m (図幅のはじにあたる) のところで芽室町高島某によつて採掘されている。この亜炭のカロリー等については、調べられていない。

深成岩体のなかには、ところどころ磁硫鉄鉱の鉱染部が認められるが、エサオマントツタベツ岳南東斜面、札内岳への支脈と国境山脈との分岐点に発する札内川支流では、約 3 m~4 m 幅に同鉱が脈状に発達している。露頭部では酸化作用がふかくまでおよんでいるので、新鮮な鉱石は得られない。この脈の延長は約 20 m にわたり、その両はじを樹林におおわれるまで認められる。

### 参 考 文 献

- 1 岡村要蔵：十勝広尾郡及び河西郡地方調査報告 鉱物調査報告 5号 1911
- 2 同：日高国沙流川流域調査報告 鉱物調査報告 4号 1911
- 3 同：日高国新冠・静内・三石三郡地方調査報告 鉱物調査報告 4号 1911
- 4 伊木常誠：日高国「ヌカピラ川」流域調査報告 鉱物調査報告 4号 1911
- 5 西田彰一・阿部 顕：日高国ヌカピラ・チロロ事業区施業按地質調査\* 1935?
- 6 石橋正夫：十勝国河西事業区施業按地質調査\* 1937
- 7 橋本誠二：幌尻岳侵入岩体にかんして 地球科学 1巻 1号 1950
- 8 木崎甲子郎：札内川上流右岸域の地質および岩石 北大卒論(手記) 1951
- 9 酒匂純俊：札内川上流左岸域の地質および岩石 北大卒論(手記) 1951
- 10 舟橋三男・橋本誠二：日高帯の地質 民科地団研専報 7号 1951

---

\* 未発表ではあるが、採集資料は北大理学部地質学鉱物学教室に保存されている。

EXPLANATORY TEXT  
OF THE  
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale, 1 : 50,000

---

**SATSUNAI DAKE**

(Kushiro—51)

By

SEIJI HASHIMOTO

(Geological Survey of Hokkaido)

**Resume**

The area dealt with here lies to the west of Obihiro, extending between latitude  $42^{\circ}40' N$  and  $42^{\circ}50' N$  and between longitude  $142^{\circ}45' E$  and  $143^{\circ}0' E$ .

The most important orographical unit of the area is represented by the eastern slope of the Hidaka mountain chain, which occupies the western half of this sheet: it is composed of the sedimentaries of the Hidaka group which is Jurassic or older in age and with gneisses and hornfelses as its metamorphic derivatives. Various plutonic rocks are found to intrude into both of them.

The highest summit of the area is Mt. Esaomantottabetsu-dake (1,901 m), situated at near the south-western corner of this sheet, with the peak Satsunai-dake (1,895 m) and Mt. Tokachiporoshiri-dake (1,846 m) in the east, consisting of the branch of high relief. Orographical features of some of the peaks bear witness to the Pleistocene glaciation.

The eastern part of the area comprises a piedmont plain of those mountains and is mostly covered by the Quarternary fan deposits.

**The Sedimentary rocks**

The Hidaka group: The Hidaka group is found in the eastern part

of the mountains, and is consisting of strongly folded and cleaved black slate and sandstone, that are nonfossiliferous. This group is considered not only to be the oldest formation within this sheet, but it also forms the basal formation of Hokkaido. In the axial part of the mountains affected by the influences of the migmatization process, this group has been transformed into biotite-gneiss, biotite-schist and hornfelses according to the degree of metamorphism which varies from west to east.

In the eastern piedmont plain, the Ikeda group of the pliocene age, covers unconformably upon the Hidaka group. However, the rocks of this group are hardly to be observed, being overlain by the Diluvial fan deposits conspicuously developed in the area.

### **The Plutonic rocks**

The plutonic rocks of this area occur in the western part of the mountains. They include, among others, gneissose-gabbro, normal gabbro, gneissose granite, granite and picritic gabbro, which form the south-eastern part of large intrusive mass, called the Poroshiri-dake plutonic complex.

The details of this large intrusive complex will be revealed when the neighboring sheets of "Poroshiridake" and "Mikage" will have been published.

The gneissose gabbro consists of hypersthene, augite, brown hornblende and basic plagioclase as main constituent minerals, and shows a large sill-like intrusive body which extends in the direction of the general trend of the mountains. The following rock types have been distinguished: diabasic norite, granulitic norite, norite and quartz-biotite-norite.

The most prominent features of this group are the parallel arrangement of each of the constituents reminding the pattern common in gneissose texture, which is considered the result of magmatic flow movement and concomitant deformational movement that have been imposed from the surroundings. The intrusive body of these group is according to its flow structures, steeply bounded by the wall rocks. Therefore the roofpendants are not recognized.

The country rock that is caught in the intrusive in the form of

rock-septa which extend in the general direction of the gneissose texture; they intervene between different plutonic series.

An intrusive mass of the normal gabbros occupies immediate eastern tract of the gneissose gabbro, and shows a cross-cut discordant intrusion. The intrusive mass has a heterogeneities of constituents ranging from olivine gabbro, norite and hyperite, hornblende gabbro to dioritic gabbro.

Olivine gabbro is exposed along the western marginal zone of the intrusive. It is a medium- to coarse-grained rock, and shows more or less parallel structure due to the flowage of magma. It merges into the norite-hyperite series toward the east, in which types transitional to hornblende gabbro are encountered at some places.

The norite-hyperite series and hornblende gabbro with brown hornblende make the two most prominent types in the mass. They have fine-grained, chilled early facies and coarse-grained later facies. The fine-grained facies is often truncated by the coarse grained gabbro, so that the banded or ribboned structures are resulted. These bandings are chiefly brought about by the intrusion while still in liquid phases into the chilled parts, but on the other hand considerable replacive poikilophitic development of the plagioclases and hornblendes are by no means less important.

Beside the above mentioned rocks, which form almost the bulk of the mass, some diverging types met with, which, however, are only of local significance.

Rocks corresponding to the dioritic gabbro or heterogeneous quartz-biotite-hornblende gabbro, are exposed chiefly in the north-eastern parts of the mass, in which quartz and biotite show dominantly replacive or metasomatic habits.

The gneissose granite shows intrusive relation to the basic mass, and is exposed in the form of the concordant body consisting of granite and cordierite-biotite gneiss in the central part of the northern region. Throughout the intrusive, gneissic structure is characteristics of the rocks.

The strongly sheared micaceous type is encountered in the eastern peripheral part of mass, and cordierite-biotite gneiss is found in the western part; in the latter it is found that the coarse-grained granitic

layers with indistinct outlines develop along the plane of schistosity. In the southern side of the contact zone, where gneissose granite breaks through gabbro, plenty of the aplitic dikes arranged in the directions varying between N 60 E and N 80 E, traverse the gabbro mass. The distribution of these aplites suggests the intrusive activity of the gneissose granite beneath the mass of gabbro.

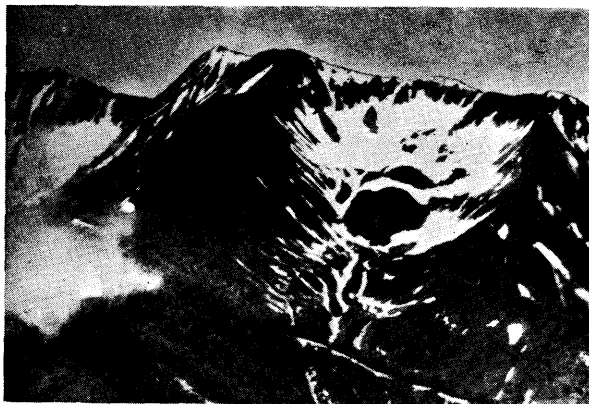
The granite occurs as isolated lens-shaped bodies in the southern part, and as sill-like intrusive bodies attached to the eastern boundary of the gabbro mass. The granite has a homogeneous mineralogical combination of potash feldspar, plagioclase, quartz and a minor amount of biotite. The mode of occurrence of lenticular mass shows the connection between aplite and granite. This seems to indicate a slightly younger age of the granite than the gneissose granite.

The picritic gabbro dissects the normal gabbro in one or two places as in the form of small dikes, and it must eventually be younger than the granitic rocks.



エサオマントッタベツ岳附近のはんれい岩





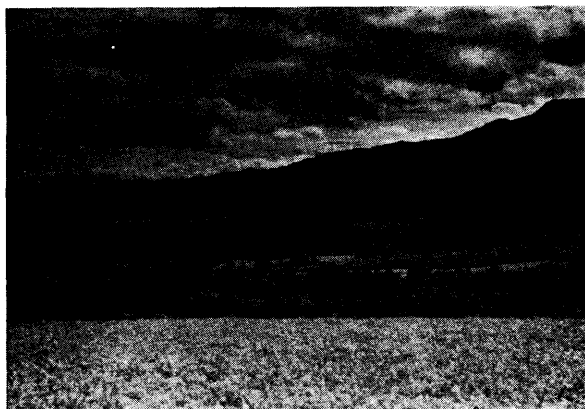
第 1 図



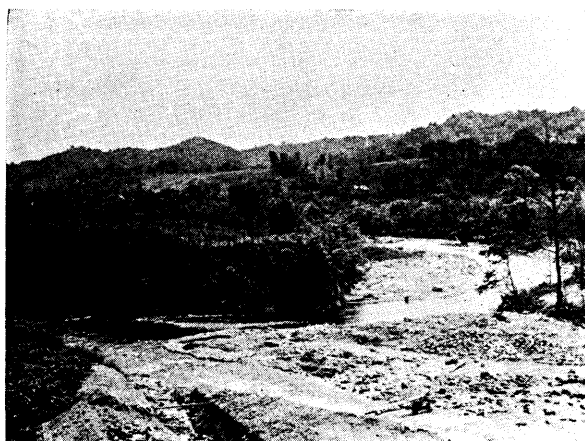
第 2 図



第 3 図



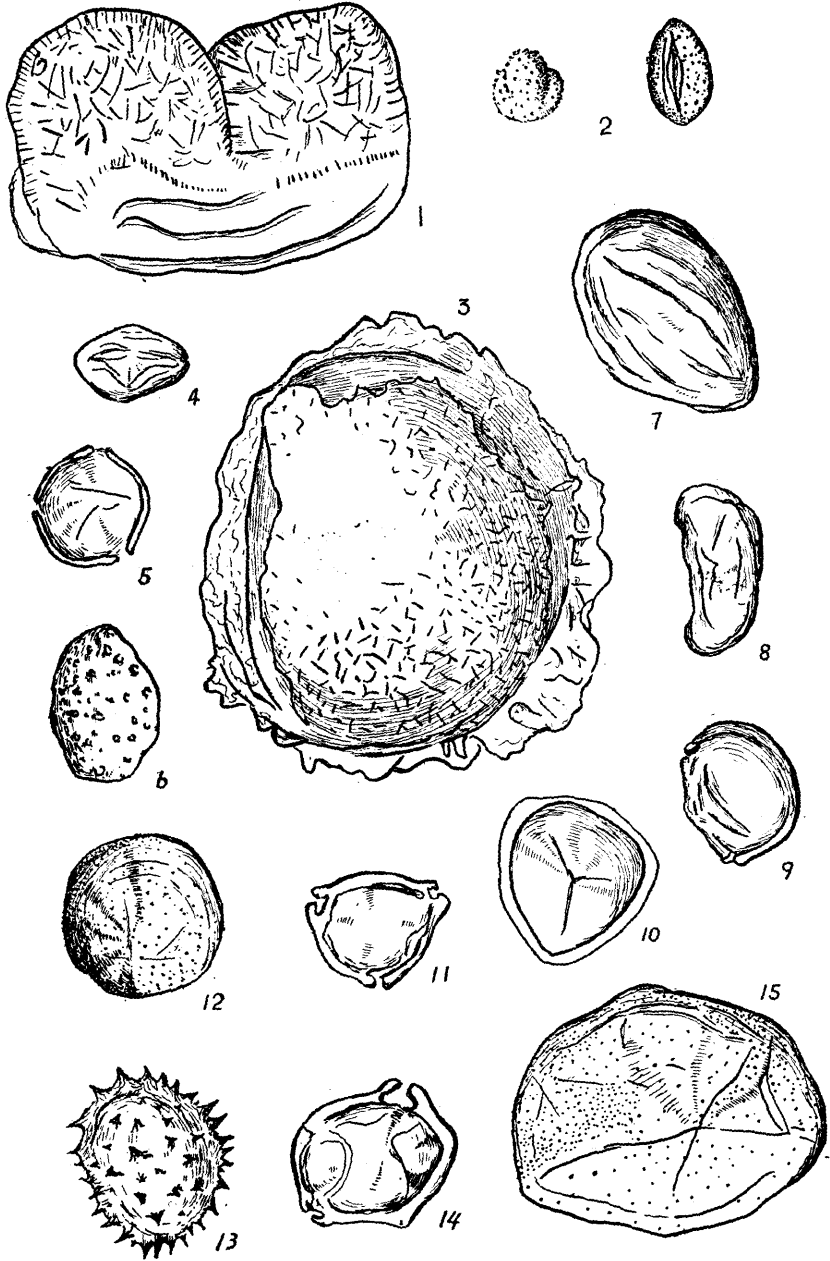
第 1 図

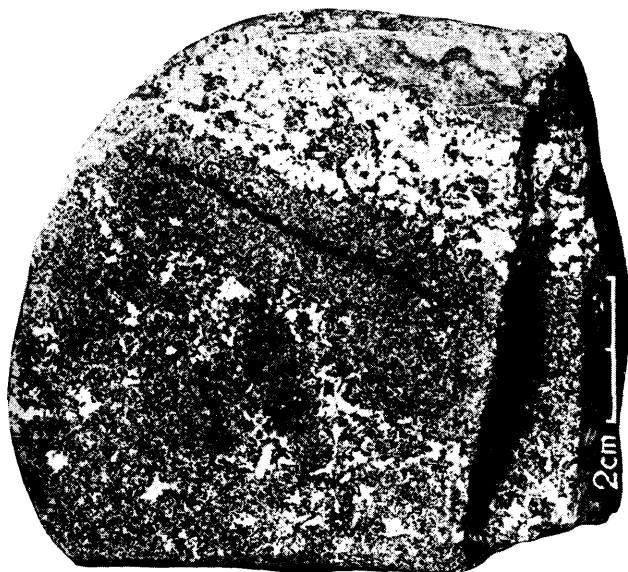


第 2 図



第 3 図





第 1 図



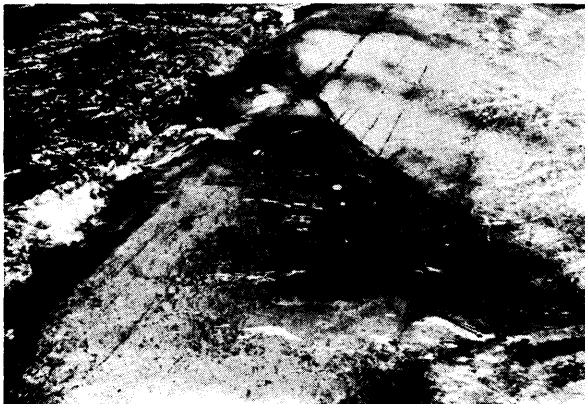
第 2 図



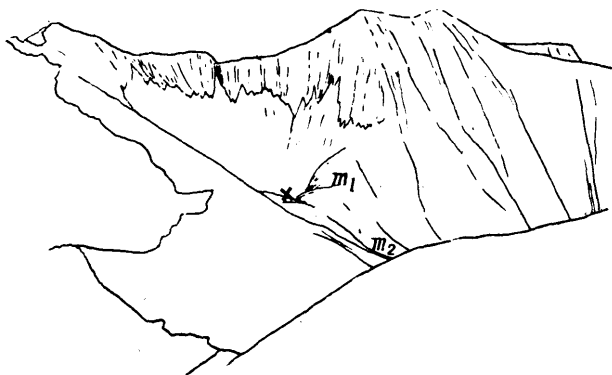
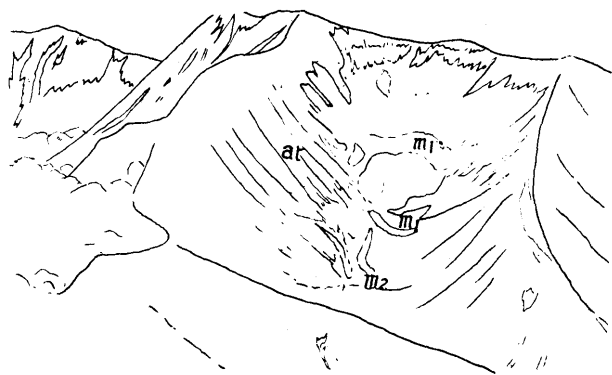
第 1 図



第 2 図



第 3 図



第 2 図 版

第 1 圖 エサオマントッタベツ岳北園谷

at: 冲積崖錐  
 m<sub>1</sub>: 上段水堆石  
 m<sub>2</sub>: 下段水堆石

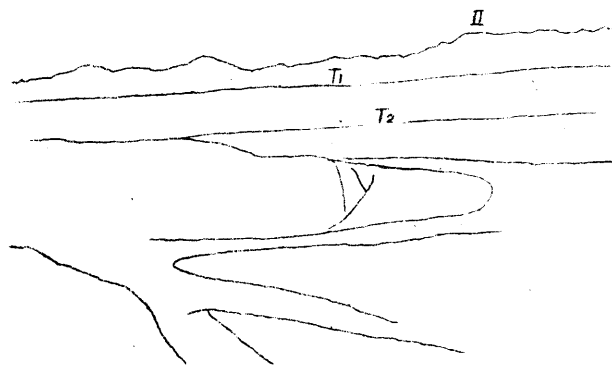
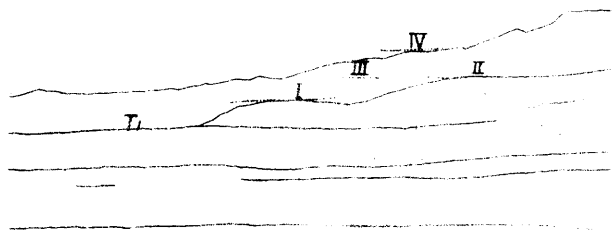
第 2 圖 エサオマントッタベツ岳東面園谷

m<sub>1</sub>: 上段水堆石  
 m<sub>2</sub>: 下段水堆石

第 3 圖 エサオマントッタベツ岳東面園谷底より園谷壁をのぞむ。

中央のくろくみえる高みは水堆石ではない。おそらく後氷期の形成によるものであろう。

テントは第 2 図の×印の位置にあたる。



第 3 図 版

第1圖 剣山山麓より南望， $T_1$  面および山麓階 I，II，III，IV 階がみとめられる。

第2圖 北岩内台地，( $T_1$ ) および上帯広扇状地面 ( $T_2$ ) がしめされている。トッタベツ川下流。

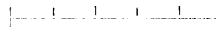
第3圖 上帯広扇状地の断面をしめす。トッタベツ川下流。

## 第 4 図 版

池田層瓦炭のなかから見いだされた花粉および孢子類 (佐藤誠司)

- 1 *Picea*, *Abies* type
- 2 *Salix*, *Quercus* type
- 3 *Tsuga*
- 4 不 明
- 5 不 明 (*Celtis* type)
- 6 L-type
- 7 不 明
- 8 K-type
- 9 不 明
- 10 *Sphagnum* type
- 11 *Betula*
- 12 M-type
- 13 不 明
- 14 *Alnus* type (Pore 4~6)
- 15 不 明

50  $\mu$



(0.05 mm)



## 第 5 図 版

**第 1 圖** 角閃石はんれい岩交代相

**第 2 圖** 交代相のけんびきよう写真 平行ニコル  
左下にポイキリチック角閃岩がみえる。

PL: 斜長石

Hb: 角閃石

× 35

## 第 6 図 版

### 第 1 圖 はんれい岩露頭

規則正しい節理をしめす。トッタベツ川。

### 第 2 圖 花崗岩質アプライトの岩脈

Ap: アプライト

J: 節理をしめす

### 第 3 圖 花崗岩質アプライトの流理構造

トッタベツ川 2 番滝

昭和 28 年 2 月 20 日 印刷

昭和 28 年 2 月 28 日 発行

著作権所有 北海道地下資源調査所

印刷者 三 田 德 光

札幌市北三條西一丁目

印刷所 興国印刷株式会社

札幌市北三條西一丁目

1953

SAPPORO, HOKKAIDO

---

SEIJI HASHIMOTO

BY

---

(KUSHIRO-61)

# SATSUNAI DAKE

---

SCALE 1 : 50,000

GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

OF THE

EXPLANATORY TEXT

---

MASAO SANO, DIRECTOR

GEOLOGICAL SURVEY OF HOKKAIDO