

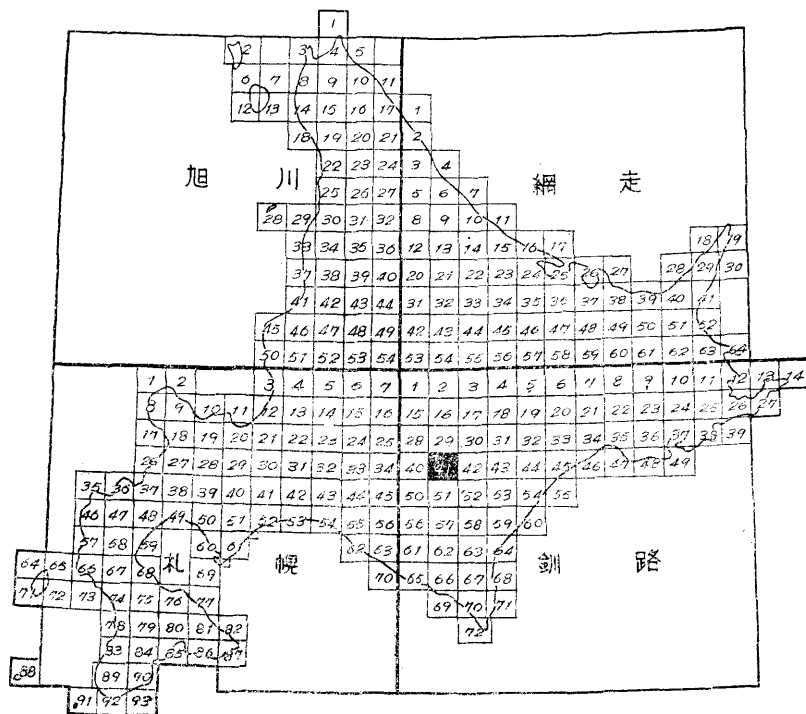
5 萬分の 1 地質圖幅
說 明 書

御 影

(釧路一第 41 号)

北海道地下資源調査所

昭和 29 年



5 万分の 1 地質図幅
説 明 書

御 影

(釧路一第 41 号)

北海道大学助教授

嘱託 橋 本 誠 二

北海道地下資源調査所

昭和 29 年 2 月

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 台地および扇状地 | 4 |
| a 美 蔓 台 地 | 4 |
| b 高位開析扇状地 | 5 |
| c 十勝川高位河成段丘 | 6 |
| d 新期扇状地 | 6 |
| III 河床はんらん原 | 7 |
| 第3章 地 質 概 論 | 7 |
| 第4章 堆 積 岩 類 | 9 |
| a 日 高 層 群 | 9 |
| b 池 田 層 | 9 |
| c 帯 広 層 | 13 |
| d 幕 別 層 | 13 |
| e 芽 室 層 | 14 |
| f 上 札 内 層 | 14 |
| g 沖 積 層 | 15 |
| 第5章 火 成 岩 類 | 19 |
| I はんれい岩 | 19 |
| II 片麻状花崗岩 | 20 |
| III 花 崗 岩 | 22 |
| IV 花崗岩質アプライト | 25 |
| V 輝緑ひん岩 | 26 |
| 第6章 変 成 岩 | 26 |

| | |
|---------------|----|
| 第7章 地質構造..... | 28 |
|---------------|----|

| | |
|---------------|----|
| 第8章 応用地質..... | 29 |
|---------------|----|

文 献

図 版

5 万分の 1 地質図幅 御 影 (釧路一第 41 号)
説 明 書

北海道大学助教授
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つて、昭和 26 年および 27 年の秋におこなつた調査の結果をまとめたものである。

この図幅は昭和 28 年発行された札内岳図幅に北隣するもので、幌尻岳侵入岩体の北東部をその 1 部に含んでいる。またこの図幅の東に隣りあう地域は昭和 8 年刊行された 10 万分の 1「帯広図幅」にふくまれている。

この図幅地域は日高山地の他のどの地域よりも交通の便に恵まれ、しかも幌尻岳侵入岩体の 1 部分を含むにもかかわらず、ここに関する従来調査、研究はひじょうに数が少い。というのはここは山地でも、表土や崖錐あるいは扇状地堆積物が厚く基盤を掩い、ために岩石の露頭がみられることすくないためでもあろう。基盤の露頭が乏しいために、この図幅作製にあつては、岩石境界は転石あるいは地形の上をちがいを手がかりに決めたところがすくなくない。

このように露頭のすくないことは、反面山麓の扇状地や段丘の見事な発達をしめすもので、この地域の段丘などの発達は十勝平原における標式地域の 1 つになるであらう。しかし遺憾ながら十勝平原の第 4 系については、充分に研究されていない現状である。したがつて問題は今後の研究に残される。

この図幅をつくるにあたり、ことに東部に発達する第 4 系、扇状地につい

て湊正雄博士の御教示に負うところがひじょうおおかつた。同博士に厚く御礼申し上げる次第である。また火山灰屑については北海道大学農学部佐々木清一氏にいろいろ御教示をいただいた。芽室川上流の地質については春日井昭，越野正両氏にも再検討の労をわずらわせた。

図幅西部日高国日高村パンケヌシ川上流の地質は木崎甲子郎，酒匂純俊両氏の踏査結果に基づいている。

野外調査の際には，熊野純男氏，上羽帯小学校広瀬吉美氏，美生中学校高橋甫氏および御影小学校の教官の方々から与えていただいた御援助は少なくなかつた。これらの方々の御好意に深謝したい。

第1章 位置および交通

この図幅は芽室岳 (1,753 m) を中心とする北部日高山脈主稜と，その東側の山麓にひろがる十勝平原をふくんでいる。

図幅のしめる区域は北緯 $42^{\circ}50'$ より同 $43^{\circ}0'$ ，東経 $142^{\circ}45'$ より同 $143^{\circ}0'$ にわたる。それは帯広市のちょうど真西の位置にあたる。

図幅の西のほうは山地であるから，交通路は主なる川すじにそつてつくりられている造林事業のための林道以外にはもとめられない。その主なものは剣山登山路，キウサン川径路，芽室川径路および芽室岳登山路，ヌブチミツ径路などである。

これに対して図幅の東部は平坦な農耕地なので，道路はわりあいよく発達している。交通の幹線としては，この地域を北西より南東にななめに根室本線が横切り，この鉄道に平行して国道も通じている。これら路線のほぼ中央に御影村の市街地は位置している。他の幹線路は十勝川左岸にそうもので，これは帯広市より屈足村^{グツク}に通ずる。

国道は帯広市—清水町の間，十勝川左岸の道路は帯広市—屈足村の間，そ

* 地理調査所地形測量のために昭和 28 年に伐りひらかれたものである。

れぞれバスの便がある。

また芽室町^{メムロ}美生^{ビセイ}より^{シブサン}渋山をへて御影にいたる開拓道路が現在着工されている。この完成の暁には芽室町と御影村の間に、山麓を迂回するバスの運行が予定されている。

行政区劃上は、この図幅区域は4分される。すなわち河西郡御影村を中心にして、南は同郡芽室町、北は上川郡清水町に属する。それぞれの市街地は国道にそつて、この図幅をはずれる辺にある。他の1区分は日高山脈主稜の西側、日高国^{サハ}沙流郡^ル日高村である。

第2章 地 形

この図幅区域は地形の上から大別することができよう。

I 山 地

II 台地および扇状地

III 河床はらん原

I 山 地

山地は図幅の西部をしめる北部日高山脈の主稜と、これから東に派出するいくつかの側稜からなりたつ。山脈主稜は図幅の西はじをすれすれに南北に走つていて、芽室岳(1,753.7 m)はその最高点である。この南にとりあう地域では主稜の高度が1,900 m 台をさすのにくらべ、ここでは低いものでさらに北にむかつて次第に低下している。主稜の東側斜面のわりあいに急斜するのにくらべて西に面する斜面は地形図にあらわされている程にも急でなく、なだらかな山面を形づくっている。

側稜のうち特にいちじるしいのは、芽室岳より東に突出し南東にへの字に屈曲するものがある。この稜上の2つの突起部にキウサン岳(1,411.7 m)および剣山(1,204.4 m)という名が与えられている。これら2つの山をつらねる側稜の方向は、花崗岩の走る方向に一致する。

これらのどこの山腹についても、崖錐の発達の一ちじるしいことが目につく。この崖錐は山麓の扇状地堆積物に大体つながるものとみることができる。

山地を流れる河川は、西流するものに沙流川支流のパンケヌシ川とウエンザル川があり遠く太平洋に富川附近でそそぐ。東に向う河川には佐幌川支流のペケレベツ川とヌブチミップ川（小林川）があり、十勝川に直接合流する芽室川とその支流キウサン川、渋山川、さらに美生川支流4の沢がある。美生川4の沢をのぞけば他は両岸に平坦地がおおく、中下流部には広い扇状地をつくる。

II 台地および扇状地

山地に接する十勝平原は台地、段丘、扇状地の発達に一ちじるしいものがある。

これらはつぎのようにわけることができる。

- a 美蔓台地（帯広面）
- b 高位開析扇状地（幕別面）
- c 十勝川高位河成段丘（芽室面）
- d 新期扇状地（上札内面）

a 美蔓台地（帯広面）

美蔓台地はこの図幅の北東の一隅にわずかにふくまれる。この台地は屈足村新田牧場附近で約400 mの高度をしめし、南にゆるく傾いて30 km延長し帯広市北西方6 km 伏古中島の標高120 mの台地に連続しているとみることができる。

この台地面をつくる堆積物は帯広層であつて、大分開析をうけてはいるが、本面を帯広層堆積面と考えることができる。新田牧場の北方では、この台地面は、十勝川中流部に位置するピンカチナイ山（1,307 m）の南方で標高700 mより500 mにゆるく下降する開析をうけた平坦面にきりこんでいる。地形図をみるとオソウシ川や十勝川ぞいに400 m ないし440 mの段丘をつ

くつてさえいる。この 700 m~500 m 開析平坦面は石英安山岩および同質凝灰岩からつくられ、これらは日高層を不整合におおい、その上面は石英安山岩質泥熔岩流の流走面らしいといわれている。

このようなことから橋本^{*}は、この面を帯広層堆積時の陸面とのべている。ところがこの石英安山岩質泥熔岩流の末端と考えられる酸性凝灰岩層は帯広層の下位に発達する鮮新統といわれる池田層の 1 つのメンバーになる可能性がすこぶる濃いのである。この点についてはあとで再びのべることにする。

b 高位開析扇状地（幕別面）

高位開析扇状地にふくめられる地形面は、この図幅では上^{カミシブサン}渋山、中^{ナカシブサン}渋山、西美生の台地と清水町ペケレベツ高台とその南方への延長部と考えられる△495.6 m のまわりの開析扇状地である。これらの地形面は開析度およびまわりの扇状地、段丘との関係から幕別扇状地に対比されるものである。したがってこのつくる面を幕別面とよび堆積物層を幕別層ということにしよう。

西美生、上渋山、中渋山の高台は南西方向で新美生高位段丘^{**}に連続するものである。扇状地面は開析をうけゆるい凹凸面をつくり、渋山川、分線川などによつてけずりさらされているが、新美生で標高約 300 m、北東にゆるく低下し下渋山では標高約 150 m をしめしている。この開析扇状地の扇頂は美生川上流に求めることができるであろう。清水町ペケレベツでは、ヌプチミッ川とペケレベツ川とはさまれ鉄道路より西側に、下限の標高約 150 m、上限約 300 m をしめず解析をうけた波状地面が発達している。これはさらにヌプチミッ川以南の地でも△495.6 m のまわりをとりまいて認められる解析扇状地につながると思われる。この解析をうけた平坦面は、下方では十勝川高位河段丘にきられ上方では新期の扇状地群におおわれたりあるいはきられていたりすることが明らかに観察され幕別面に含められるものである。

キウサン川と芽室川の間、1,027 m の尾根の東部のものは、新期扇状地群の接合部位にあたり、ここでのキウサン川支流の浸蝕の状態はまわりにく

* 橋本 亘：十勝国然別発電計画地域の地質 北地要報 20. 1952.

** 札内岳図幅

らべていちじるしいものがある。したがってこの部分は新期扇状地群形成以前の地形をしめすところと想像される。

またペケレベツ農地の南東、鉄道線路以東に発達する標高 170 m ないし 150 m の不整地は、新期扇状地あるいは十勝川高位河段丘面にくらべ解析度を異にしている。これは扇状地あるいは段丘形成のときに、おおわれたりけずりさられることなく保存された高位開析扇状地面であると見なされる。

c 十勝川高位河成段丘（芽室面）

芽室町市街地約 2 km 西方に標高およそ 100 m の平坦面が十勝川と渋山川とにはさまれて発達している。この面は十勝川の右岸にそつて上流へ追跡することができる。これは御影村市街地北方では標高 140 m、清水町ペケレベツ農地では標高約 150 m をしめす。この面の解析の程度は高位扇状地面よりはいちじるしく弱く、地形面の傾斜もいくらかゆるい。この 2 つのものは、ここでははつきりとした段階をつくつて区別されるものではないが、幕別面とはちがつた単位の地形面と考えられる。この平坦面をつくる堆積物は池田層を直接におおう砂礫層であるが、礫には花崗岩や粘板岩などの他にたくさんの火山岩礫が見出される。また実際この面をさらに上流に追うと、これは清水町附近で佐幌川と十勝川の間に発達する標高 150 m に始まり上流では 240 m をしめす^{シロサホロ}佐幌台地に連続する。この台地は幕別面と予想される上佐幌台地よりも約 20 m 低位に発達している。これらのことがらを考えあわせると、この平坦面は十勝川のでつた河成段丘面であることがわかる。この面を芽室面とよぶことにする。

d 新期扇状地（上札内面）

ここにのべる扇状地はペケレベツ川、ヌプチミツ川、芽室川、キウサン川などのつくる扇状地である。また剣山山麓にもいちじるしい発達がみられる。これらの扇状地はいままでのべたいずれの平坦面よりも開析をうける程度は弱く、ほとんど原形のまゝ保存されている。ペケレベツ農地ではこの扇状地は幕別面をおおい、その形成時の水流は幕別面および芽室面をえぐつてゐる。芽室川扇状地でも同じ関係は認められるが、上流部では幕別面をこの

扇状地が直接にきる関係が認められる。剣山麓ではこの扇状地は幕別面にきりこんでいる分線川のつくる谷を埋めて発達する。これらの扇状地群はトッタベツ川や美生川のつくる上帯広扇状地あるいは札内川のつくる上札内扇状地に対比されるものである。十勝平原地方の代表的発達者としての上札内扇状地の名称をとり、これらを上札内面とよぶことにしたい。

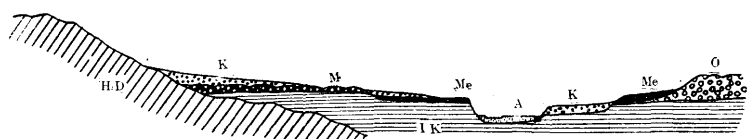
十勝川左岸に発達する東高台もこの面に相当するものであろう。

Ⅲ 河床はんらん原

十勝川、佐幌川、芽室川、淡山川、ピウカ川などの流路にそつてつくられたはんらん原である。現在ではある程度の護岸工事が行われているために十勝川の流路はだいたい決つているが、ていぼうのない当時の流路変化はひじようにはげしいものであつたという。明治 40 年頃は十勝川の流路は東高台にそつていたが、その後現在地にうつり、大正 7 年には毛根中島の南側にまわり、大正 9 年再び旧流路にもどつたという。

図幅東南隅のピウカ川は美生川の旧流路をしめすものである。

これらの扇状地群、段丘群の関係を概念的にしめすと第 1 図のようになる。



第 1 図 扇状地、段丘の模式発達状態図

HD: 日高層 IK: 池田層

O: 帯広面 M: 幕別面 Me: 芽室面 K: 上札内面 A: 沖積面

第 3 章 地 質 概 論



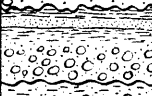




この図幅区域のなかに発達している堆積岩系は基盤となつているジュラ系あるいはそれよりも古い地層であるといわれる日高層群と、これを不整合に

おおし鮮新統といわれている池田層上部および十勝第4紀層群にふくまれる
台地，扇状地，段丘堆積物層などで構成されている。

発達する火成岩類は，幌尻岳侵入岩体を形づくる1つのメンバーであるはんれい岩，片麻状花崗岩，花崗岩および花崗岩質岩石にともなわれるアプライトあるいはアプライト質花崗岩である。これらは日高層群をつくらぬものであつて，熱変成作用をいくらかまわりにおよぼしている。

これらの関係はつぎに表示する。

第 1 表

| 時 代 | 地 層 名 | 模 式 柱 状 図 | 岩 質 | 火 成 岩 |
|------------------|---------|---|----------------------------|---|
| 沖積世 | 沖 積 層 |  | 火 山 灰 層 | |
| | | | 砂、礫、粘土 | |
| 新期 洪積世 | 上 札 内 層 |  | 砂、礫、粘土 (扇状地堆積物) | |
| | 芽 室 層 |  | 火 山 灰 層 砂、礫 (河段丘堆積物) | |
| | 幕 別 層 |  | 砂、礫、粘土 (扇状地堆積物) | |
| 古期 洪積世 | 帯 広 層 |  | 砂、礫、粘土 | |
| | 池 田 層 |  | 泥 凝 灰 質 砂 岩 泥 凝 灰 質 岩 炭 | |
| 先 白 堊 紀 | 日 高 層 |  | 粘 板 岩 砂 岩 | 輝 緑 ひ ん 岩 ア プ ラ イ ト 花 崗 岩 片 麻 状 花 崗 岩 は ん れ い 岩 |

第4章 堆積岩類

a 日高層群

日高層群はこの地域の基盤をつくる堆積岩層ではあるが、日高山地のほかの地域におけると同じように、ここでもその層序や構造はまったくわかっていない。御影図幅のなかで日高層群をわりあいよく観察できる地域は美生川4の沢流域である。

この日高層群は黒色の細砂岩や粘板岩を主体にしている。変化のすくない岩相のために、それらの走向や傾斜もはかりにくい。たいていN10°EからN30°Eの走向をもち、それらの傾斜は西に急斜している。片麻状花崗岩とのコンタクトの近くでは片理をおびたホルンフェルスに熱変成し、小断層がたくさん発達しているために、その走向傾斜は乱れている。

美生川の支流以外のところでは、扇状地の堆積物があつくおおつているために日高層の露頭をみることはほとんどできない。

b 池田層

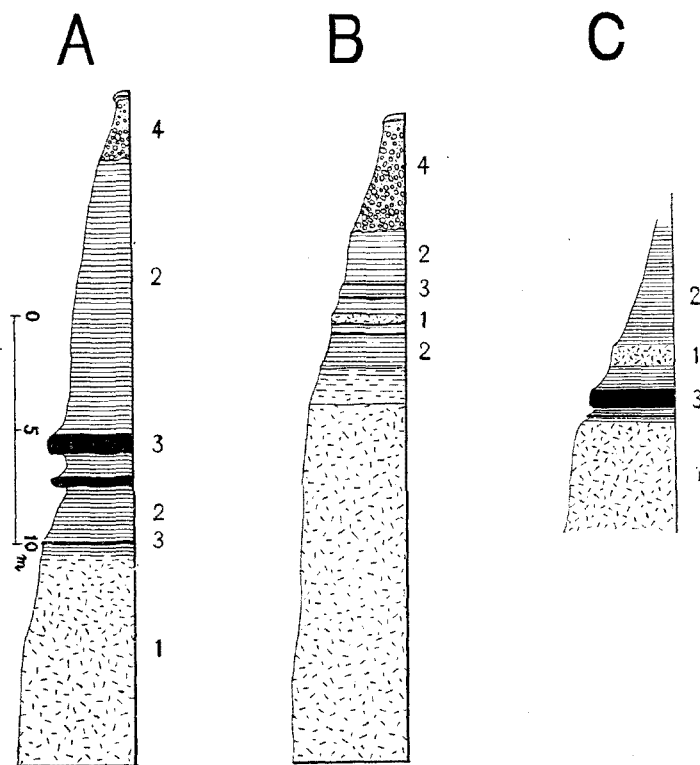
この地域の池田層は第4紀層群におおわれた台地、段丘の崖に露出している。これらはことに十勝川、芽室川の下流域、分線川、渋山川およびピウカ川にそつてよく認められる。十勝川にそう露頭の観察をつぎにのべる。

清水町にちかい佐幌橋の崖（図幅外）およびペケレベツ台地の下では下部に浮石をふくむかたい石英粗面岩質凝灰岩が発達し、その上部に凝灰質砂層、凝灰質泥岩層の互層が整合的に発達する。この凝灰質砂層はよく円磨された石英砂からできている。

御影市街地附近でも下部は凝灰岩層よりなりたつ。この層は炭化した木材をしばしばふくんでいる。この炭化木材はこの地域に限られず、あとにのべる地域の露頭にも共通して認められている。凝灰岩層の上部には同質泥岩および砂層が発達する。泥岩層には保存の悪い植物破片をたくさん含む層が認

められる。

毛根中島の近くでは凝灰岩層の上部の砂質泥岩層互層部に2枚の亜炭層が発達する。この亜炭層はこの附近より南あるいは西方ではほとんどどこでもみることができる。その標式的露出地は毛根中島、芽室町西方約2km 国道横、キウサン川芽室川合流点、淡山中学校附近、西美生台地の崖などである。その主な地点での柱状図をつぎに示す。



第 2 圖

A 芽室町西方国道よこ

B 御影村市街地附近

C 芽室川、キウサン川合流点

1 凝灰岩 2 凝灰質砂岩、泥岩 3 亜炭層 4 砂礫層

渋山中学校附近の亜炭層は第3図にしめすようなものである。

これは 1.45 m の層厚をもち、わりあい
に緻密な木質部と、粗いせいの質の草質
部分とが区別される。亜炭層の下盤は石
英のおおい凝灰質砂層で、この上に約
10 cm の木質亜炭、30 cm の草質亜炭が
つづきその上部に 2 cm の厚さの砂層を
はさんで再び 25 cm の木質亜炭層が発達
する。この亜炭層のなかには樹根の原形
を保存するうすい層準が認められる。そ
の上部は 10 cm の草質亜炭、つづいて 15
cm の木質亜炭、再び 2 cm の砂層、25 cm
の木質亜炭、10 cm の草質亜炭層の順序
でかさなる。最上部の草質亜炭層は黒色
粘土層に移化しさらに栗色の粘土層にう
つりかわっている。



- m: 粘土層
- S: 砂層
- I: 木質亜炭層
- II: 草質亜炭層
- III: 樹木の根をふくむ木質亜炭層

第 3 図

これらの亜炭層をふくむ砂層泥岩層は
ほとんど水平に発達しているので、各地の亜炭層の露頭はだいたい同じ層準
をしめすものとみてよい。これらは十勝川左岸の芽室太さらに西士狩（いず
れも図幅外）に連続するものである。

芽室太における田上政敏^{*}の亜炭調査報告によると、十勝川左岸台地（美蔓
台地）の崖には下部に凝灰質礫岩、砂岩、泥岩の累層があつてその上に亜炭
層を介在する砂岩泥岩層があり、それをおおつてうすい亜炭層をふくむ礫岩
にはじまる砂層泥岩層が認められるという。田上氏はこのあとの累層中から
Peeten takahashii を産したとのべている。また田上氏はここまでを池田層と
考え、この上部に厚く発達する礫、砂、粘土層を帯広層としている。田上氏

* 帯広炭坑調査報告 これは北大理学部松井愈氏の御教示によるものである。同氏に深
謝する。

の観察および松井愈氏の観察ではこの2つのものの境界面はいちじるしく波をうち、不整合的であるという。

この芽室太のデータから考えると、この地域に発達する亜炭層の層準は、*Pecten takahashii* をふくむ層準の下位にあたることになると思われる。

この図幅地域の露頭では、凝灰岩層の下部はどこでも直接にみることはできない。しかし佐幌川、ヌプチミップ川出会近くに位置する澱粉工場の掘抜井戸ボーリングの際のデータによると凝灰岩層の下底部はわりあい浅く、その下部には凝灰質砂岩、泥岩層が発達しているらしい。すなわちこれによると表土および沖積層は約7mの厚さをもち、その下部に約20mの凝灰質砂岩、泥岩層がつづく。この層からは亜炭がしばしばみられ、ある層準（地下20m）からは2枚貝の破片がたくさん得られた。松井愈氏はこれらを採集しつぎのように鑑定した。

Glycimeris sp.

Macoma sp.

本層以下は泥岩層となり厚い亜炭層が一層認められたが、地表下48mで自噴水層にあつたので、それ以下はほられていない。

この工場の地点は標高約105mであり、周囲の露頭はみな凝灰岩で、これは標高約130mまでは認められる。このことから凝灰岩層の厚さは30mないし40mくらいとみてよいであろう。

この凝灰岩層は、まえにのべたように、十勝川にそつて北方に追跡すると、下佐幌台地基盤よりさらに屈足村新田牧場（美蔓台地）の基盤へ連続し、これらはピンカチナイ山南方の石英安山岩および同質凝灰岩層につながる可能性が充分にある。^{*} 地形的にも石英安山岩は明らかな平坦面をしめすもので、その連続部が *Pecten takahashii* を産出し滝川層に対比されることはひじょうにおかしい結果になる。

ところで *Pecten takahashii* が芽室太の池田層から得られたということは、

* 橋本 亘 (1952)

田上政敏氏の手記にあるのみで、その後はその地点からは産出していない。
またその *Pecten* は今日では失われていて、検討することもできない。

この *Pecten* の産出を疑うときにはまえにのべた *Meniyanthes trifoliata* L. の産出と、酸性凝灰岩層の産状の点から、この地域のいわゆる池田層は、まえにのべられたように下部層をしめすものでなくむしろ上部層に属し、かつこれは下部洪積統に含まれるものであると考えられる可能性が充分にあるのではなかろうか。

本地域の資料ではこの問題は断定はできないから、今後の問題として提起したい。

c 帯 広 層

帯広層はこの図幅では、その南東の一角に美蔓台地をつくる堆積物層としてあらわれる。しかしここでは表土が厚く発達しているために直接に認める訳にはゆかない。まえにのべたように帯広層はその堆積面として美蔓台地をつくつていて、芽室太附近ではじめて台地の崖に露出する。これらはおもに砂礫から成り、粘土層や砂層も介在する。この下部では池田層の波うつた面をうすめていて不整合的である。また美蔓台地を北におうと、池田層の凝灰岩層のつくる平坦面より一段と低い地形面をつくつて、それに切りこんでいる。ここでは明らかに不整合的關係をしめすといわれよう。

だが十勝平原の中央部および音更地区などでは、これらの關係は整合的らしいとのべられている。

したがってこれらの諸点は今後の問題として、池田層堆積後帯広層堆積前の地域的環境の相違、あるいは当時の地殻運動のようすに関する手がかりを与えるものとなるであろう。

d 幕 別 層

* 大石三郎、渡辺武男（1932） 根本忠寛、大石三郎（1933）

高位開析扇状地面（幕別面）をつくる堆積物層を幕別層とよぶ。西美生，中渋山などでは人頭ないしこぶし大の礫層から成りたつている。礫の大きいものは花崗岩類など，いずれも西方に聳えている日高山脈の岩体に由来している。それらの配置はわりあい乱雑であつて，ところにより厚さも異つてゐる。これらの礫層の基底にはどこでも池田層がみられ，2 つのものの関係はいちじるしく不整合的である。

帯広層との関係は直接に認めることはできないが，河東郡音更村鹿追附近^{ネトツレ シカネイ}では幕別面に対比されている^{ウリマツ}壳幕扇状地面^{*}は美蔓台地面より約 20 m 低位に発達しているので不整合的となる。

e 芽室層

この地層は十勝川高位河成段丘面をつくつて，十勝川右岸台地上に発達するものである。十勝川のさらに上流地域では下佐幌台地面の堆積物層にたつた。これらは幕別層にきりこんで形成された段丘堆積物層である。この 2 つのものの堆積面の高度差は下佐幌台地で約 30 m，上芽室附近で約 15 m あるが，境めには急涯がしめされていない。

芽室層をつくるのは礫層が主なるものである。礫の大きさは幕別層のものにくらべて小形であるが，礫の種類は多様である。すなわち，芽室層の礫は主として御影附近で採集した結果によると花崗岩礫のほかに輝通輝石安山岩複輝石安山岩，輝緑岩，変輝緑岩などをふくんでいる。このような安山岩類あるいは緑色岩類は日高山地には求められない。これらは十勝川上流域に発達する岩類である。

f 上札内層

上札内層はこの図幅のほぼ中央にいちじるしく発達する新期の扇状地堆積物をさすものである。これらは幕別層，芽室層を大部分おいその低みをう

* 大石三郎，渡辺武男（1932）

すめ、1部分ではそれらをけずり去っている。少しくわしく眺めるとこれらは新旧2期にわけることができる。旧期の堆積物は芽室川右岸に、キウサン川との中間に発達するやや高位の扇状地面をつくるもので、新期のものは芽室川の左岸にひろく拡がる標式的扇状地形をつくる堆積物である。清水町須田牧場の北方にペケレベツ川にそう扇状地と、須田牧場附近から以西石山山麓にかけて発達する扇状地も、この新旧2期の形成をしめすものかもしれない。剣山山麓あるいはキウサン川沿いのものは、新期の扇状地堆積物であろう。これらの2期の扇状地形成はこの図幅の南から南東にかけて美生川とトッタベツ川をつくる上帯広扇状地にも示されている。すなわち上帯広扇状地ではこの2つの川の中間に流れる帯広川を境にして、北方のものが旧期、南方の扇状地が新期と考えられる。

この扇状地堆積物は日高山地の深成岩類の礫から主にできているが、部分的に砂層あるいは粘土層の発達いちじるしいこともある。たとえば御影村羽帯5線21号附近では、雲母質粘土層がひじょうに厚く堆積している。一般に山地に近いところほど礫質で、かつ粗大なものとなる傾向はあろう。

g 沖 積 層

この図幅のなかに発達する沖積層は、十勝川、佐幌川、芽室川、キウサン川などの諸川のはんらん原堆積物および台地、扇状地をひろくおおう火山灰、同質土壌である。

はんらん原堆積物は現河床にみられる礫種と同じ礫、砂、粘土よりなりたっている。これらはことに十勝川、佐幌川にそつていちじるしく発達している。十勝川沿いでは、はんらん原面は現河床面より約3~5m高位にある。佐幌川、ヌプチミツ川合流点附近ではこの層厚は約7mであるという。

火山灰層は上芽室およびペケレベツ農地における土壌断面ではつぎのような堆積状態をしめす。これは帯広市北方千野における断面^{*}と大差がない。

^{*} 根本忠寛、大石三郎(1933)

第4図に示す土壌断面はいずれも芽室面上におけるものである。上芽室農地の断面では地表下10cm, 17cm, 29cm および約92cmのところに明瞭に火山灰層が認められる。これらを上部より第1層ないし第4層とよぶ。

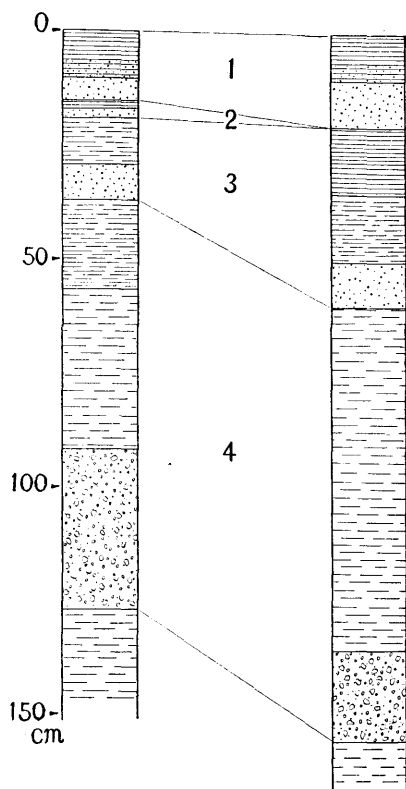
第1層は腐植をたくさんふくみ、黒色をおびているが、ねばり気はすくない。表土のひじょうに腐植のおおい黒色砂質（火山灰質）壤土とはうつりかわる。

第2層は火山灰をふくむ黒色腐植壤土層（約2cm）にはじまる黄色火山灰層で、2cmの厚さをもっている。この火山灰も粘りけに乏しい。

第3層は赤褐色で、いくらか腐植をふくむ壤土層10cmの下部に堆積している。この火山灰層は褐黄色をしめし8cmの厚さをもっている。肉眼的には火山灰と明らかに認められるが、指でもむと容易にくだける。

第4層はいちじるしく厚いものである。第4層の上部は約20cmの厚さの黒褐色の埴壤土で腐植を可成りふくんでいる。これは中部の黄褐色埴壤土層、約35cm、に移化する。下部はわりあいはつきりとした境めをしめす約35cmの浮石質火山灰層で、まえのものにくらべて断然粗粒である。この浮石質火山灰層はしばしば2枚にわかれたり、レンズ状に数層のものが発達したりする。

第4層以下にはもはや火山灰層の存在は認められないようであつて、黄褐



第4図 火山灰層堆積の模式図

左は上芽室、右はベケレベツ農地における断面をしめす。

- | | |
|----------|----------|
| 1: 樽前山B層 | 2: 十勝岳B層 |
| 3: 十勝岳C層 | 4: 樽前山D層 |

色でひじように粘ちような埴土層が発達している。

ペケレバツ農地（鉄道東方の高台）では第2層がかかる。

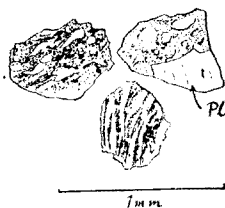
これらの火山灰層は瀬尾春雄^{*}によれば、第1層は樽前山B火山灰層、第2層は十勝岳B火山灰層、第3層は十勝岳C火山灰層、第4層は樽前山D火山灰層にされている。

これらの火山灰層の降灰年代はつぎのようにのべられている。

| | |
|-------|---------------|
| 樽前山B層 | 1667年降灰 |
| 樽前山D層 | 洪積紀？ |
| 十勝岳B層 | 300年～400年以前降灰 |
| 十勝岳C層 | 500年～600年以前降灰 |

これらの火山灰層のそれぞれにふくまれる火成碎屑質物質はつぎのようにのべられる。

第1層（樽前山B層）は複輝石安山岩質のもので成りたつてい。斜長石は0.5 mm ほどのひじように角ばつた形をもち、いずれも新鮮である。紫蘇輝石は普通輝石よりも多量ではあるが、小型で、みじかい柱状をしめす。ガラス質物質は0.5 mm ほどの浮石粒であるが、不透明鉱物をかなりおおくふくみ、いちじるしくは流状構造をしめさない。（第5図）

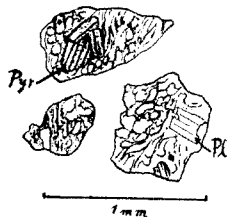


Pl: 斜長石
細かな汚濁物をたくさん含み、せんい状の構造をもつものはすくない。

第5図 樽前山B火山灰層のガラス質碎屑物

第2層（十勝岳B層）は紫蘇輝石安山岩質をしめす。斜長石は第1層のものにくらべてはるかに小形（0.2 mm）で角ばつてい。紫蘇輝石は斜長石よりも量はおおく、1 mm × 0.2 mm ほどの長柱状結晶である。浮石質物質は第1層のものと大差がないが、微細な気孔がふくまれている。

第3層（十勝岳C層）この層は複輝石安山岩質物質からできている。斜長石は0.5 mm～0.3 mm 程度で、まへのものにくらべるとやや丸みのある外形をもつ。またまわりに黄褐色の風化縁ができていものがおおい。普通輝石は細かな粒状結晶であるが、紫蘇輝石は1 mm ほどの柱状で、量もおおい。ガラス質碎屑物は、



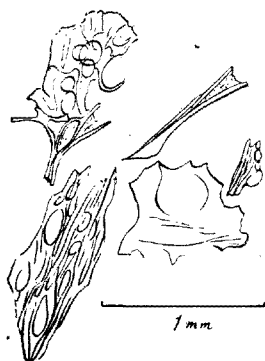
Pl: 斜長石
Pyr: 普通輝石
泡沫状、せんい状構造をいくらかもつてい。

第6図 十勝岳C火山灰層のガラス質碎屑物

^{*} 瀬尾春雄：北海道における農牧適地の土壌地帯概説 昭26 北海道農業試験場土性調査報告 第1編

やや流状構造があきらかである。(第6図)

第4層(樽前山D層)も複輝石安山岩質である。このものは一般にいちじるしく粗粒で斜長石、輝石ともに1mm以上の大きさをもつ。いずれもそれらの表面はひどく汚れている。浮石質物質は粗粒で、いちじるしい流動構造をしめすガラスからできている。(第7



長いせんい状構造をもつのが特徴である。気泡状の中空部(平たくつぶれている)が発達する。

第7図 樽前山D火山灰層のガラス質碎屑物

この図幅地域および近接した地域の火山灰層の成層状態を表示すればつぎのようになる。

第 2 表

Ma: 幕別面 Me: 芽室面 K: 上札内面 Al: 沖積面

| 地 名 | 地 形 面 | 樽 前 B | 十 勝 B | 十 勝 C | 樽 前 D |
|-----------|-------|-------|-------|-------|-------|
| ベ ケ レ ベ ヅ | K | ○ | | ○ | |
| ク | Ma | ○ | | ○ | ○ |
| 羽 帯 | Ma | ○ | ○ | ○ | ○ |
| 御 影 | K | ○ | | ○ | |
| 上 芽 室 | Me | ○ | ○ | ○ | ○ |
| 上 毛 根 | Me | ○ | | ○ | |
| 剣 山 山 麓 | Ma | ○ | ○ | ○ | ○ |
| 美 生 | Al | ○ | | ○ | |
| 美 生 河 岸 | Al | ○ | | | |
| 八 千 代 | K | ○ | | ○ | |

この表の火山灰層積層状態をみると、樽前D層は幕別面(Ma)および芽室面(Me)にはたいてい認められる。しかるに上札内面(K)には存在しない

ようである。したがって上札内面以前の形成をしめすとみられよう。十勝岳 C 層は、美生川河岸のはんらん原をのぞけばすべてに認められる。十勝岳 B 層は発達状態は不規則である。これはまえのものが十勝岳より SSE 方向（十勝平原方向）に降灰堆積した火山灰層であるのに対し、あとのものは同火山より SE ないし S 方向（落合、金山方向）に降灰の結果、この図幅地域が丁度その降灰域の境界にあたる結果と考えられる。

第5章 火成岩類

この図幅地域に発達する火成岩類には、つぎのようなものがある。

- I はんれい岩
- II 片麻状花崗岩
- III 花 崗 岩
- IV 花崗岩質アプライト
- V 輝緑ひん岩

I はんれい岩

はんれい岩は図幅の西部、日高山脈の主稜附近から西方にかけて発達している。これらは幌尻岳侵入岩体の 1 つのメンバー、すなわち侵入単位は第 3 期岩類にふくめられる中粒、塊状岩石である。このはんれい岩の境界は芽室岳附近で東に急にまがり、堆積岩の構造を不整合的にきつて突出し、幌尻岳侵入岩体における 2 つの突出部の 1 つをつくっている。

このはんれい岩の西方の境界は日高国パンケヌシ川あるいはウエンザル川沿いにもとめられ、第 2 期侵入岩である片麻状はんれい岩に接するのであるが、そのいずれの川でも露出がわるいために直接の境界は見出されてはいない。東側は、その南半は片麻状花崗岩が侵入し、それに直接して、その北半は花崗岩のためにつらぬかれている。

はんれい岩の突出部では、東西にちかい走向をもつた片状黒雲母ホルンフ

エルスあるいは黒雲母片麻岩様岩石の幅せまい帯が、芽室川に沿つて約 6 km の間、はんれい岩のなかに挿入している。

はんれい岩の組織と鉱物組合わせのうえからこの岩類をいくつかのタイプに分けることができるが、いずれも角閃石はんれい岩に属する。

美生川 4 の沢源頭の岩石は一般に白みをおびているものがおおいが、芽室川ではわりあい黒つぽく、かつ細粒の岩相をみることもできる。細粒の岩相とわりあい粗粒の岩相との関係はあきらかではないが、この 2 つのもののしめる地域では節理系の発達のようにちがいがあがある。ここでも、トッタベツ川におけると同じように、細粒相は早期形成相で、より粗粒相は後期の形成相に属するものとみてよいと思う。

岩石の構造、組織については、いずれの岩相でもいちじるしい相違はない。検鏡結果はつぎのようにのべることができる。

岩石は標式的なはんれい岩構造をもっている。斜長石は $1.5 \text{ mm} \times 0.7 \text{ mm}$ ないし $1 \text{ mm} \times 0.5 \text{ mm}$ の自形性ある形をもつ。累帯構造はあまりいちじるしくはない。 An_{50} 程度の成分をもつ。

角閃石は緑褐色のもので、斜長石の間をなかばオフィチックにうずめる。この中心にはしばしば単斜輝石が認められる。輝石はところどころに角閃石の縁をもたずに発達する。

黒雲母はおおくの岩石に発達する。これらは角閃石をおきかえる 1 mm ほどの結晶をつくることもある。

石英はほとんど認められない。

II 片麻状花崗岩

片麻状花崗岩は幌尻岳侵入岩体の第 4 期侵入単位として発達するもので、トッタベツ川と芽室岳のはんれい岩の 2 つの突起部の間に、はんれい岩体と日高層との境界にそつて侵入した形をしめしている。これはトッタベツ川および美生川では第 3 期侵入岩（はんれい岩）を貫いて、これをゼノリスとしてとりこんでいる。芽室岳南面では、はんれい岩体の境界面にそつて、片麻

状花崗岩はいちじるしく shear されて黒雲母片岩様の岩石となつているところがある。

この岩石は一般に粗粒の花崗岩質の岩石ではあるが、美生川中流などでは細粒の片麻岩類または葦青石ミグマタイトなどと相ともなつて産出し、ひじように密接な関係をしめしているのである。

トッタベツ川で明らかになつた点の一つに、この岩石はトッタベツ川一帯にひろがるはんれい岩体の下から、北の方にむかつて進入したということがある。この図幅にふくめられる片麻状花崗岩は、その運動方向の末端の位置のようすをしめすものである。すなわち美生川本流で約 4.5 km の幅をもち NNW にのびる片麻状花崗岩岩体は美生川 4 の沢上流では、その西縁は急に NE にむきをかえ、岩体はうすく、細くなり、かつ延長方向を NEE にしめすにいたる。この附近にはまた、これと平行する幾本かの花崗岩質アプライトのわりあい大きな岩脈の発達することも注意される。はんれい岩に接するところの片麻状花崗岩は、いちじるしく片状をおび黒雲母片岩様の岩石になつている。岩体東側の境界（日高層側）は、美生川 4 の沢上流では、EW 方向の小断層が数おおく発達し、構造は複雑のようで、日高層とこの岩石とはその断層で接するところがおおいようである。

片麻状花崗岩は、鏡下でかんさつすると、斜長石は $2\text{ mm} \times 1\text{ mm}$ ないし $0.5\text{ mm} \times 0.3\text{ mm}$ の半自形をしめし、圧碎の影響をしめすものがおおい。An₃₀ の成分をもつが累帯構造はいちじるしくはない。

黒雲母は 2 mm ないし 0.5 mm ほどの板状結晶で、クロットをつくつて発達する。

石英はひどく圧碎されない岩石では、いくらか交替的に上のものの間隙を埋めるが、圧碎のいちじるしいものではながくのびたレンズ状に集中して発達している。

カリ長石は間隙をうすめる形から、交替的な形まで変化のおおい産状をしめす。これは岩石のなかに一様に認められない。

はんれい岩との境め近くの片状の岩石では、黒雲母がひじようにおおく発

達する。これらは迂り面をしめす位置に集中し、配列する。

Ⅲ 花 崗 岩

この花崗岩は、図幅の北部でははんれい岩岩体のすぐ東に接し約 5~6 km の幅をもち、NNW—SSE 方向に延長して発達している。芽室岳東方では、はんれい岩体の東縁が急に西におれまがつた形になつていたので、ここで2つのものは分離して、花崗岩は図幅の南方に位置する剣山の方向にのびている。この岩体のさらに南方への連続部とみられるものは、十勝ポロシリ岳東山腹^{*}にみられるものである。

またこの花崗岩体の北方への延長部は遠く狩勝峠附近までつづいている。

このような花崗岩岩体の分布は大きくみると、山脈の走向にほぼ平行して、その東側に発達し、その岩体ははんれい岩類の分布や片麻状花崗岩の岩体とはちがつて独自の形をしめしているようである。

これは花崗岩の侵入が、それらとはちがつた構造的運動要素を反映しているもののように思われる。

花崗岩の分布はきわめてひろいにもかかわらず、たいていの場所では地表深くまで風化作用がおよんでいたり、あつく表土や崖錐、扇状地におおわれていたりするために、新鮮な岩石露頭はなかなか見出しにくい。花崗岩はおおくの場合、大転石として見られる。

これらは、いずれも塊状の組織をもつが3つの岩型が大別されるであろう。

- 1 塊状、中粒の均質な花崗岩
- 2 やや斑状の花崗岩
- 3 黒雲母にとみ、それらがいくらか方向性をしめす花崗岩

1 塊状、中粒の花崗岩

この岩型はベケレベツ川上流石山附近、御影村石切場などにみることがで

* 札内岳図幅にふくまれる。

きる。この岩石は石材としてもつとも良い性質のものである。いずれも黒雲母花崗岩であるが、黒雲母の量は少い。その代表的岩石につき歟物量比をはかりつぎの結果が得られた。

| | 斜長石 | カリ長石 | 石英 | 黒雲母 |
|-----------------|------|------|------|------|
| 清水町石山上段 | 34.2 | 29.4 | 34.2 | 2.2 |
| 清水町石山下段 | 28.4 | 32.7 | 35.7 | 3.2 |
| 御影村採石場跡 | 23.8 | 33.8 | 38.1 | 4.3 |
| 清水町石山、黒雲母のおおい岩型 | 36.6 | 19.0 | 21.4 | 23.0 |

またその化学成分は右表にしめす。

これらの花崗岩は鏡下では標式的な深成岩構造をしめす。

斜長石は 2 mm×1 mm ないし 0.7 mm×0.2 mm ほどのたんざく状のもので、そのまわりに累帯構造をもっている。その An 成分の範囲は (An₂₀₋₁₅)—(An₁₀) 程度である。石英やカリ長石によつて不規則におきかえられる場合がおおい。あとのものとの境界にはミルメカイトがしばしば見出される。

カリ長石は時には 2 mm×1 mm におよぶ自形性のややある大形結晶をつくることもあるが、おおくは斜長石の間隙に、それらを交代的におきかえて発達している。石英とペグマタイト構造をつくることがおおい。いずれもアルバイトを熔離するパーサイトである。

石英はカリ長石とくみあつて発達するほか 1.5 mm ないし 0.5 mm ほどの粒状結晶をつくつて、わりあい密集した形で間隙を埋めて認められる。波動

| | 1 | 2 |
|--------------------------------|-----------|--------|
| SiO ₂ | 75.68 | 74.44 |
| TiO ₂ | 0.06 | 0.18 |
| Al ₂ O ₃ | 12.94 | 12.93 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.56 | 0.63 |
| FeO | 0.86 | 0.90 |
| MnO | 0.07 | n. d. |
| MgO | 0.62 | 1.08 |
| CaO | 1.05 | 1.48 |
| Na ₂ O | 3.91 | 3.75 |
| K ₂ O | 4.16 | 4.74 |
| H ₂ O+ | 1 g. loss | 0.56 |
| H ₂ O— | 0.28 | 0.12 |
| Total | 100.19 | 100.81 |

1 清水町石山 (根本忠寛分析*)

2 同上 (橋本分析)

* Suzuki, J. and Nemoto, T: The chemical composition of the granitic rocks of Japan. Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. IV Vol. 3 1935.

消光をしめすものはほとんどない。微細な包裹物を中心部にもつものがある。

黒雲母はチョコレート褐色のもので、0.4 mm ないし 0.2 mm の片状結晶をつくる。それらに配列性は認められない。緑泥石化するものもある。

副成分鉱物には磁鉄鉱およびアラナイトが認められる。

2 やや斑状の花崗岩

この岩型はキウサン岳より剣山にかけて発達しているようである。肉眼的に 5 mm × 3 mm ほどの斜長石が斑晶状に、1 mm 内外の基質のなかに認められる。しかし斑晶状結晶には配列性は認めがたい。

この花崗岩には角閃石がいくらか含まれる。鉱物の量比はつぎに示す。

| | 斜長石 | カリ長石 | 石英 | 黒雲母 | 角閃石 |
|-------|------|------|------|-----|-----|
| キウサン川 | 32.6 | 33.7 | 28.5 | 4.2 | 1.0 |
| 同上 | 37.0 | 29.7 | 22.5 | 8.2 | 2.6 |

この岩型は斑晶状斜長石のあるために割れにくく石材としては用いられていない。これらは“オニ”^{*}と呼ばれる。

鏡下での特徴はまえにのべた岩型と大差がない。

この岩石に含まれる角閃石は淡褐緑色のもので、そのまわりの方では黒雲母化作用を蒙っている。角閃石の内部には、時に無色のパッチあるいはせんい状角閃石が含まれ、これらはしゅう片双晶をしめしている。カミングナイト質角閃石であろう。

副成分としては電気石もくわわっている。

3 黒雲母のおおい花崗岩

黒雲母のおおいやや方向性ある花崗岩は、清水町石山採石場（ペケレベツ川）で大きな転石として見出された。肉眼的にこの岩石は花崗岩質ミグマタイトの特徴である光沢をおびた黒雲母の発達と、岩石の表面にみじかい時日のうちにできる赤さびとで、他の花崗岩型と容易に見わけることができる。

* なお“オニ”とよばれるものはペグマタイト質花崗岩もふくんでいる。

またこの赤さびができやすい性質のために、この岩型は良質の石材とはなり得ない。

この岩石の他の一つの特徴は細粒暗色のシュリーレンをかなり含むことである。組成は均質といわれないので、鉱物の量比も相当に変化するであろう。

| 斜長石 | カリ長石 | 石英 | 黒雲母 |
|------|------|------|------|
| 51.1 | 3.2 | 24.6 | 21.3 |

斜長石は 2 mm × 1 mm ないし 1 mm × 0.7 mm ほどの半自形をしめす。結晶が曲つたものがおおい。累帯構造は認められるが、まへの 2 つの型ほど明瞭ではない。An₃₀₋₁₅ ほどの成分をしめす。

カリ長石は岩石のなかに一様に分布していない。これらはポイキロプラストをつくつて発達する。

石英も 1 mm ほどのものが集中している。いずれも波動消光をしめす。

黒雲母は 2 mm ないし 1.5 mm ほどの自形性のあるもので、角閃石粒、鉄鉱を包みこむものがおおい。チョコレート～赤褐色のものである。

この岩石のなかの細粒シュリーレンは、片麻状輝石—角閃石—黒雲母—斜長石岩である。これらは一般に 0.2 mm ないし 0.1 mm の粒度をしめすものであるが、脈状あるいは斑状に粗粒の部分がで、またホルンフェルス構造のところもあつて、組織は不均質である。

この岩石の原組成は等粒構造をもつ斜長石普通輝石岩である。斜長石は累帯を全くかいている。輝石は 0.1 mm ほどの粒状単斜輝石であるが、淡褐緑色の角閃石によつてまわりをつつまれ、あるいは直接褐色の黒雲母によつておきかえられる。パッチ状の粗粒部ではことに角閃石と黒雲母がポイキリチックに発達する。おおくの場合に黒雲母はシュリーレンの方向に配列している。

これらのシュリーレンは恐らくはんれい岩のゼノリスの変成、交代せられたものであらうと考えられる。

Ⅳ 花崗岩質アプライト

この岩石は美生川4の沢上流部で日高層を岩脈としてつらぬくものである。それらの方向はその発達する地域ごとに大体定まっている。幅のせまいものは標式的なアプライトであるが、幅広いものは細粒黒雲母花崗岩質である。片麻状花崗岩および花崗岩それぞれの伴う脈岩であろうが、岩質の点では区別できないほど類似している。

V 輝緑ひん岩

この地域で輝緑ひん岩の認められた場所は、美生川4の沢上流一カ所のみである。札内岳図幅のなかにも見出されていない。

この岩石は幅約10 mの岩脈をつくり、日高層のなかに貫入している。

肉眼的には斜長石斑晶が無方向的に散点する暗灰色細粒岩である。

斑晶は斜長石とわずかの量の普通輝石からなり、石基も同質の組成をしめす。

斑 晶

斜長石は5 mm×2 mm ないし1.5 mm×0.5 mm ほどのたんざく状結晶である。複雑双晶をもち、累帯をしめしている。An₈₀の成分をもつ。

輝石はまったくユラライト化している。

石基は0.3 mm×0.1 mm より小さい、細長いたんざく状斜長石と、ユラライトあるいは緑泥石化した輝石とが、標式的なオフィチック構造をつくつて発達している。

第6章 変 成 岩

この図幅に発達する変成岩は、日高層の砂岩および粘板岩類に由来するホルンフェルスである。これらは山地の深成岩類との境界近く約4 km ないし3 km の幅に分布する。花崗岩体にほとんど直接するところでも、変成度はひくく、再結晶は完全であつても原岩の構造（ことに砂岩質のもの）はたまたまれている。片麻状花崗岩体との境めの近くでは、これに反して、ホルンフ

エルスは片状をしめすもので、いくらか変成度がたかくみえる。

もつとも再結晶のすすんだ型は、芽室川上流のはんれい岩体のなかに帯状に産出するものである。ここでは片状黒雲母ホルンフェルスないし片麻岩様の岩石が認められる。

鉱物組成の上からは、これらはいずれも黒雲母—石英—斜長石を主成分とする。

芽室川上流のホルンフェルスを鏡下でしらべると、上にのべた鉱物のほかにカリ長石が少しくわわつている。

斜長石は $1\text{ mm} \times 1\text{ mm}$ ないし $0.5\text{ mm} \times 0.2\text{ mm}$ ほどの自形的でややポイキリチックな結晶と、その間をうすめる $0.2\text{ mm} \sim 0.1\text{ mm}$ の粒状結晶とがある。大形斜長石にはうすい累帯をしめす（中核は An_{25} ）が、粒状斜長石にはない。

石英は 0.4 mm ほどの粒状のものおおく弱く波動消光をする。

カリ長石はポイキリチックなもので、 2 mm ないし 1 mm に達する斑状変晶をつくる。

黒雲母は 0.5 mm 程度の片状結晶で、淡褐色をおびる。ジルコンの多色量がふつうに見出される。

花崗岩類の東側に生じているホルンフェルスは、これにくらべるとはるかに細粒質で、かつ変成度（再結晶度）もひくい。

美生川4の沢の片麻状花崗岩との境界近くの片状ホルンフェルスでも石英 0.2 mm ないし 0.05 mm 、斜長石 0.1 mm ないし 0.03 mm の粒度である。この片状ホルンフェルスの黒雲母はそれらの間隙をうすめて不規則に発達し、一つ一つがはつきりとした結晶外形をしめさないものがおおいが、なかにクロット状に集中するものがある。このクロットをつくる黒雲母の配列は片麻状花崗岩にみられる黒雲母との配列と全く同じである。

このことは片状ホルンフェルスの形式が片麻状花崗岩のそれと密接に関連することをしめすものであろう。

塊状のホルンフェルスでは花崗岩との境界近くでも、原岩の構造はたまた

れている。これらのホルンフェルスは美生川4の沢左岸，キウサン岳附近，その他方々の地域でしられる。

第7章 地質構造

この地域および近くの地質を考えあわせると，この図幅地域の地史および地質構造をつぎのようにのべることができる。

基盤をつくる日高層は先白堊紀の日高地向斜に堆積をみた堆積岩である。

これらは白堊紀全般に及んだであろう“日高造山期”に褶曲し，深成岩類の侵入をうけ，かつ地脊斜化した。そしてこの地域では第三紀のほとんど全期を通じを陸化していた可能性がある。

これらの地質構造の細部について得られているデータは充分ではないが，はんれい岩より花崗岩にいたる侵入運動は，それぞれ異なつた構造運動様式にしたがつて行われているように思われる。

第三紀の末期よりこの地域の東部（低地帯）は浅海のおおうところとなつた。

この時期は地域のはるか北東方ですでに激しい火山運動が行われていた。洪積世のはじめ？には，その堆積盆中に泥熔岩流が流下したらしい。この地域はその泥熔岩流の末端にあたるものと考えられる。（池田層堆積）

この海はその後いくらか退き，再び浸入した。（帯広層堆積）西方の日高山地が高さをましはじめたのはこの時期からであろう。

上部洪積世からは大別して2つになる，いちじるしい扇状地の形成が行われる。このそれぞれは氷期に対応するものらしく考えられる。

第8章 応用地質

1 石 材

この地域の花崗岩はかなり以前より石材として採石されている。しかしま
えにのべたように新鮮な岩石の露頭に乏しいために、大がかりに採石されて
はいない。現在の採石場は清水町石山と芽室川右岸 Δ 467 m 附近である。
あとの位置では大きな転石から採石をしている。

2 マンガン鉱

十勝川左岸，御影村東高台上の毛根によつた地域の凹所には，マンガン鉄
層がしばしば発見されている。この鉄層は土壌部の下位に発達する礫層の上
部に沈澱した含マンガン褐鉄結塊層である。沖積世早期の低湿地における形
成によると考えられる。鉄量はそうおおくはない。鉄石の品位はつぎのと
おりである。

Fe 53.09 %

Mn 29.08 %

P 0.54 %

S 痕 跡

(北海道地下資源調査所技術補二間瀬刈分析)

3 凝 灰 岩

池田層のなかの凝灰岩は，御影市街地の附近で採掘され，火山灰コンクリ
ートブロックの原料にされている。

4 亜 炭

淡山および美生のちかくでは，池田層のなかに発達する亜炭は，露天ある
いは簡単な坑道により採掘されて近くの市街地での燃料に供されている。草
質亜炭よりも木質亜炭がカロリーもおおいといわれているが，未だ試験され
た結果もない。

文 献

- 1 岡村要蔵： 十勝広尾郡及び河西郡地方調査報告 鉱物調査報告第5号 1911.
- 2 同： 日高国沙流川流域調査報告 鉱物調査報告第4号 1911.
- 3 木崎甲子郎，酒匂純俊： 日高国日高村パンケヌシ川及びベンケヌシ川流域の地質，岩石 北大修論（手記）1950.
- 4 橋本誠二： 幌尻岳進入岩体にかんして 地球科学1巻1号 1950.
- 5 舟橋三男，橋本誠二： 日高帯の地質 地団研專報7号 1951.
- 6 橋本誠二： 札内岳図幅 北海道地下資源調査所 1953.
- 7 大石三郎，渡辺武男： 然別沼図幅 北海道地質調査会 1932.
- 8 根本忠寛，大石三郎： 帯広図幅 北海道地質調査会 1933.
- 9 根本忠寛，佐々保雄： 大樹図幅 北海道地質調査会 1934.
- 10 橋本 亘： 十勝国然別発電計画地域の地質 北海道地質要報20号 1952.
- 11 瀬尾春雄： 北海道における農牧適地の土壤地帯概説 北海道農業試験場土性調査報告1号 1951.

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50,000

MIKAGE
(KUSHIRO—41)

By
SEIJI HASHIMOTO
(Geological Survey of Hokkaido)

Résumé

The area geologically described and mapped, lies within the Tokachi Province, Hokkaido, and extends from Memoro closely north-west of the city of Obihiro in eastern Hokkaido east of the Hidaka mountains; a high range of mountains which trends in north-south direction between the Erimo Peninsula in the south and the Pass of Karikachi in the central part of the island about 140 km apart.

In this area, two physiographic units are recognizable from west to east: mountainous region of the Hidaka range and a broad piedmont-plain of Tokachi.

Along the western side of the mapped area, the main ridge of Hidaka mountains which forms a watershed, runs N-S. At the head of the river Memuro and a tributary of the Pipairo rises Mt. Memuro, the highest peak of this area, 1752 m above the sea-level, whence a ridge branches off to continue to Mt. Kyûsan and Mt. Tsurugi-san to south-east. Slopes, although steep, being covered by scree, debris and fanglomerates, bedrocks are rarely exposed.

The mountainous region is composed of folded Pre-Cretaceous sediments of the Hidaka group, forming the basement complex of this district together

with the various plutonics of gabbroic to granitic composition intruded in it.

The piedmont plain is composed of the Quaternary deposits. It is gently sloped eastward, and bears four distinct terraces.

The oldest flat, 260 m to 200 m above the sea-level, is preserved in the south-eastern corner of this sheet: the Biman Flat. It is a depositional surface of the Obihiro formation and is called the Obihiro surface. The surface next older of which a name Makubetsu surface is proposed, is a top surface of the oldest and highest deposit of fanglomerate. Its altitude varies from 150 m to 300 m above the present sea-level, and its surface is either partly destroyed by shallow valleys dissecting through it or is covered by the younger fanglomerates.

Along the west bank of the Tokachi river, a higher river terrace is upon the Makubetsu or Ikeda formation concomitant with the river erosion, and stands 30 m to 40 m above the present river bed. It is called the Memuro surface.

The youngest surface is formed by the deposition of the Newer fanglomerates directly veneering older surfaces. It is called the Kamisatsunai surface after its type area.

The following geological formations are recognized in the area.

Alluvium.....Alluvial river deposits and volcanic ashes

Diluvium.....Kamisatsunai formation

Lower river terrace deposits and newer fanglomerates

Memuro formation

Higher river terrace deposits

Makubetsu formation

Older fanglomerates

Obihiro formation

Oldest terrace deposits

Prov. Diluvium...Ikeda formation

Liparitic tuff and tuffaceous sand and mud interbedded with lignite

Great unconformity

Pre-Cretaceous ...Hidaka formation

Alternation of black slate and sandstone

The **Hidaka formation** is composed dominantly of altered black slate and sandstone. It shows severe folds and faults. On account of its monotonous rock characters and complicated structure, the details of stratigraphy and structure are not easy to understand.

The rocks near at and in contact with the junction of the plutonic rocks, display contact phenomena, and are converted into biotite hornfelses of various matamorphic grades.

The basement formation of the piedmont plain of this area is the so-called **Ikeda formation**, formerly considered to be a shallow sea deposit of Pliocene age: it covers unconformably over the Hidaka group. It is composed of tuffaceous sandstone, mudstone interbedded with beds of lignite and a layer of liparitic tuff: the liparitic tuff layer gradually diminishes in thickness toward south until it disappeared in the proximity of Memuto town.

The Ikeda formation is unconformably overlain by the Obihiro formation, although the depositional surface of the Ikeda formation is not recognized in this area, we see, in the northern part of the Tokachi plain liparitic tuff bed which very probably correspond to the former, preserves an even flow surface of the mud-lava. On the other hand, the boundary between the Ikeda formation and the Obihiro formation is believed to be conformable in the southern part of the Tokachi province.

Taking all these evidences obtained in this province, it becomes strongly probable that the liparitic tuff belongs to the Lower Diluvium, at least within this areas, and that it flowed into the shallow sea basin, synchronously with the deposition of the sand and mud in the south.

The **Obihiro formation** is composed chiefly of gravels and sands and lies possibly upon the Ikeda formation unconformably. The surface of the Obihiro formation represents the depositional surface, subsequently up to 150 m to 200 m above sea. Such a surface is traced over a long distance along the bank of the Tokachi river in the north-eastern region of Hokkaido, where its equivalent formation considered as Early Diluvial in age, develops.

The **Makubetsu formation** consists of unconsolidated gravels and sands rolled down from the mountain region on the west. These fanglomerates are well exposed in the southern region of this map, along the steep slopes due to the degradation of the present streams. No outcrops of this formation is recognized in the northern part of this area, though it is quite likely that the wavy surfaces seen there correspond to them.

The **Memuro formation** is a gravel bed forming the higher river terrace. The pebbles are dominantly volcanic: those of two pyroxene andesite are abundant: this rock has not been found in the gravels either of the Makubetsu or the Kamisatsunai formation.

The **Kamisatsunai formation** corresponds to the newer fanglomerate, covering older formations, and still retains its original form. In the northern part of the area, especially along the Nupuchimipp river, there is an evidence of cutting of the older fanglomerate by the newer one.

The Intrusive rocks

The **gabbro** which is intrusive into the Hidaka formation is exposed in the western part of this area and forms a part of the large intrusive body, viz., Poroshiri-dake plutonic complex.

This may be referred to as hornblende gabbro. The rock displays the equigranular subophitic to plutonic structure and shows no trace of shearing movement. It is composed of greenish brown hornblende, often with a relict of clinopyroxene, and basic to intermediate plagioclase and subordinate amount of biotite. Quartz occurs very often as a minor component.

The **gneissose granite** intrudes along the eastside of the gabbro mass and forms a large sill-like body in which a texture caused by strong shearing movement commonly develops. The gneissose granite itself is medium to coarse-grained biotite granite.

It is sometimes seen that the coarse granitic facies grades permeatively into the fine-grained biotite-cordierite gneiss, looking as it were, derived metasomatically from the latter. On the other hand, the rock can be observed to have intruded into the gabbro mass, containing some xenoliths of partly digested gabbro.

The **granite** of the area forms a large mass which stretches in a north-south direction. The southward extension of the granite is shown by the biotite granite body of Mt. Tokachiporoshiri-dake, already referred to in the Satsunai-dake sheet, next to the south.

In general, the granite is a rather fine-to medium-grained uniform rock, made up of potash-feldspar, quartz, plagioclase and the lesser amount of biotite. The rocks rich in mafics of which greenish hornblende is detected besides biotite, are sometimes found in the northern regions. These rocks usually show a weak foliation, and contain highly micaceous inclusions that are composed of granular diopside and biotite as the mafic constituents and mosaic aggregate of plagioclase and quartz as the felsic.

The exposures of **granitic aplites** are seen in the tributary of the Pipairo river. They penetrate into the Hidaka formation as narrow dikes. That they form masses each with more or less parallel arrangement of its own resulted from the penetration of granitic magma along fractures, proves a very strong influence of the movement plan of granitic intrusion.

The **diabase porphyrite** dike is seen within the Hidaka formation.

It is a fine-grained compact rock composed of phenocrysts of augite and plagioclase set in fine ground mass containing innumerable minute plagioclase and augite. It is only a single dike of this constitution that was found in and around this area.

The **hornfels** of this area belong to biotite hornfels group. Excepting the rocks that form septum-like development within the gabbro mass, they show a rather low grade of metamorphism.

The **mineral resources** and **construction materials** found in this area are: manganese deposit, building stones, volcanic tuffs and lignite.

Manganese ore is a diluvial deposit now found on the river terrace on the eastern bank of the river Tokachi. Its composition is shown below.

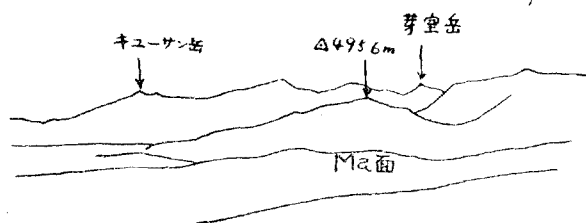
| | |
|----------|---------|
| Mn..... | 10.08 % |
| Fe | 53.09 % |
| P | 0.54 % |
| S..... | Trace |

Granite as a building stone: much of the granite of this area is

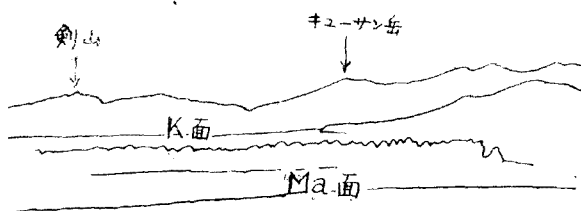
decomposed to a depth, but at certain places it crops out at the surface and is quarried. However, owing to the soft loamy mud covering the fan, the path leading to the quarry remains damaged all the time. At present it is used only as foundation blocks for small construction.

Volcanic tuff forming a bed of the Ikeda formation is quarried as a material to blend with portland cement to make concrete-blocks for building purposes, a factory being near Mikage village.

The lignite bed is being worked for local use at several places along the banks of the Shibusan river on a small scale. In this lignite, the spores of *Sphagnum*, *Picea* and *Abies*, *Pine*, *Tsuga*, *Salix* and *Quercus*, *Alnus*, *Betula*, *Ericaceae* and others, as well as, the seeds of *Meniyanthes trifoliata* L. have been found.



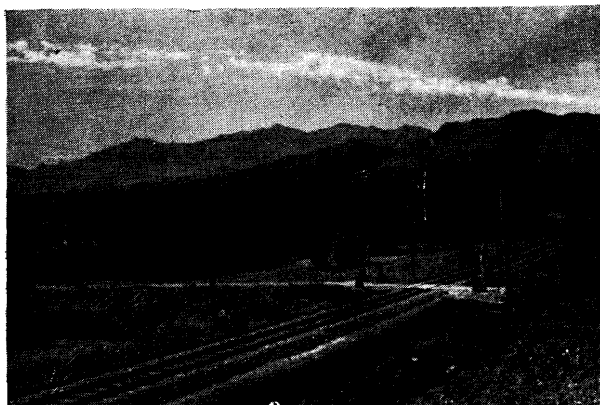
第1圖 清水町ペケレベツ農地幕別面をしめす



第2圖 ペケレベツ農地より南望 芽室川扇状地(K面)の遠望



第3圖 御影村東高台より市街地芽室面(Me面)をのぞむ



第 1 图



第 2 图

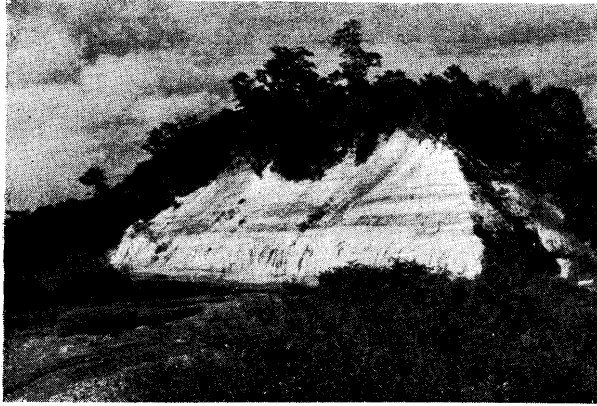


第 3 图

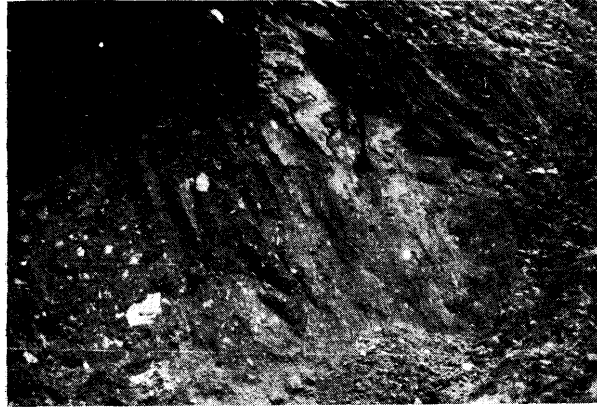
第1圖 清水町附近の凝灰岩層の露頭

第2圖 同凝灰岩層の浮石をふくむ部分
上部に芽室層の堆積がみられる

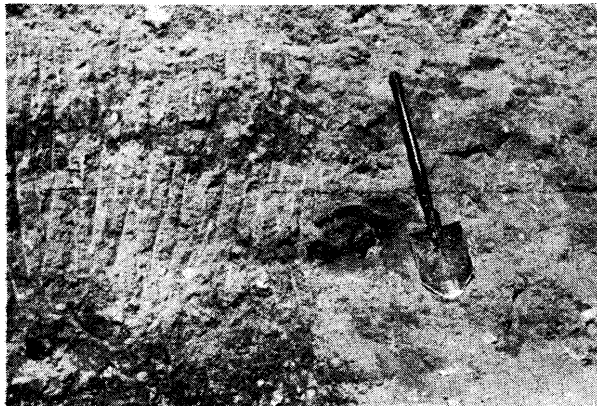
第3圖 御影市街地附近の凝灰岩層
炭化木材をふくむ



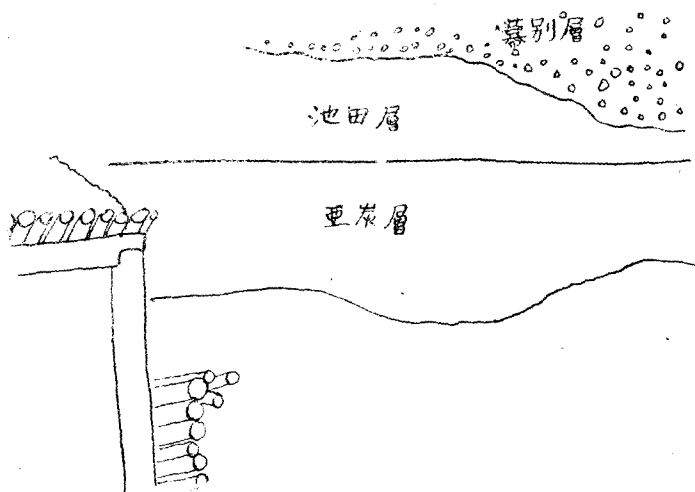
第 1 図



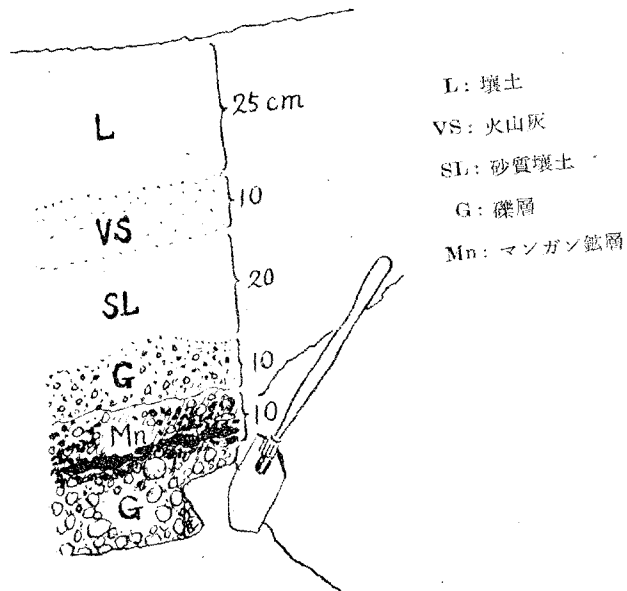
第 2 図



第 3 図



第1圖 美生高台の亜炭層の露頭
右上方に不整合的に幕別層が発達する



第2圖 御影村東高台のマンガン鉱層



第 1 图



第 2 图

第 4 図 版

第 1 圖 黒雲母花崗岩（清水石山）

黒雲母のおおい岩型

× 20

第 2 圖 黒雲母花崗岩（清水石山）

× 20

第 3 圖 片麻状花崗岩

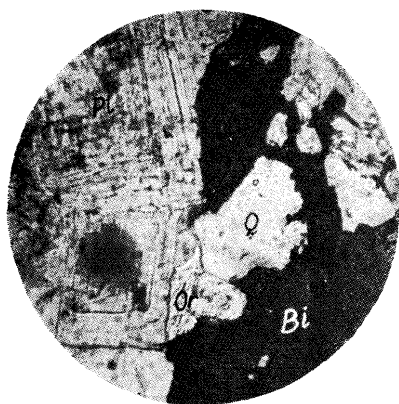
いちじるしく片状をしめす部分

× 20

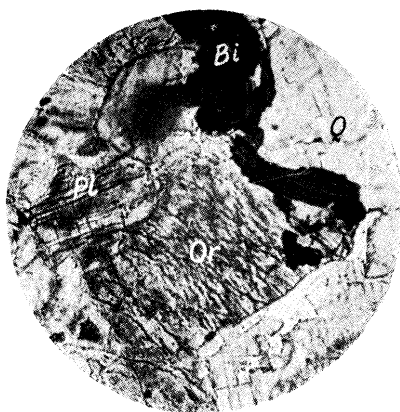
第 4 圖 片麻状花崗岩

× 20

Q: 石英 Pl: 斜長石 Or: カリ長石 Bi: 黒雲母



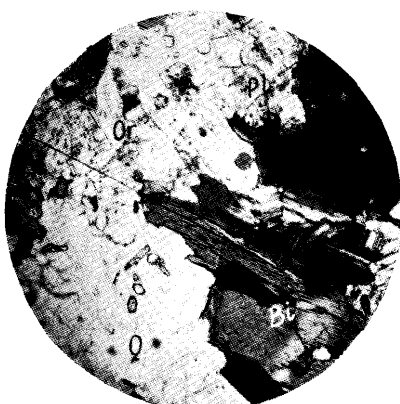
第 1 图



第 2 图



第 3 图



第 4 图

第 4 図 版

第 1 圖 黒雲母花崗岩（清水石山）

黒雲母のおおい岩型

× 20

第 2 圖 黒雲母花崗岩（清水石山）

× 20

第 3 圖 片麻状花崗岩

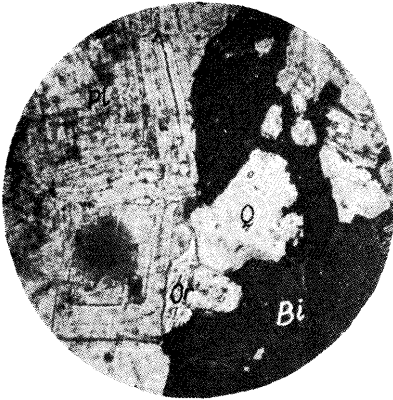
いちじるしく片状をしめす部分

× 20

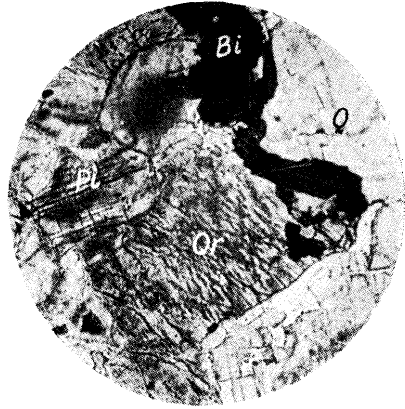
第 4 圖 片麻状花崗岩

× 20

Q: 石英 Pl: 斜長石 Or: カリ長石 Bi: 黒雲母



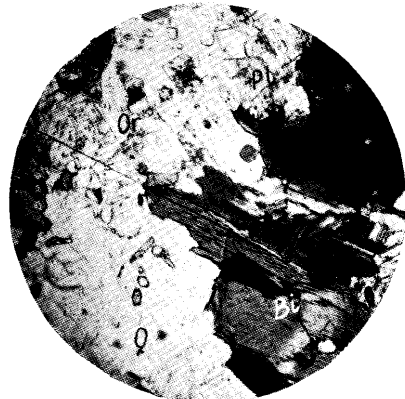
第 1 图



第 2 图



第 3 图



第 4 图

第 5 図 版

第 1 圖 角閃石はんれい岩（芽室岳）

× 20

第 2 圖 角閃石はんれい岩（芽室岳）

× 20

第 3 圖 黒雲母ホルンフェルス（美生川4の沢）

× 20

第 4 圖 片麻状黒雲母ホルンフェルス（芽室川）

× 20

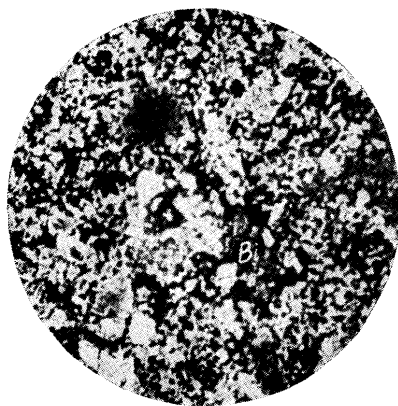
Pl: 斜長石 Q: 石英 Px: 輝石 Hd: 角閃石 Bi: 黒雲母



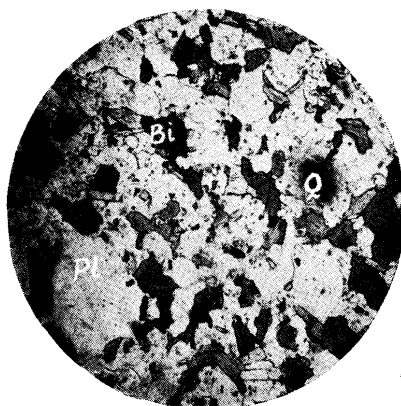
第 1 图



第 2 图



第 3 图



第 4 图

昭和 29 年 3 月 20 日 印 刷

昭和 29 年 3 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 徳 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

GEOLOGICAL SURVEY OF HOKKAIDO

MASAO SANO, DIRECTOR

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

SCALE 1 : 50,000

MIKAGE

(KUSHIRO—41)

BY

SEIJI HASHIMOTO

SAPPORO, HOKKAIDO

1954

