

5万分の1地質圖幅説明書

茅 沼

(札幌一第18号)

工業技術廳地質調査所

通商産業技官 齋藤 正次

同 上村 不二雄

同 大澤 稔

北海道開発庁

昭和27年

目 次

緒 言	1
I 地形及び交通	1
II 地質概説	3
III 先白堊系	5
1. リヤムナイ層	5
IV 新第三系	5
1. 積丹層群	5
A. 茅沼累層	6
B. 泊累層	13
C. 古平川累層	17
2. 酸性貫入岩類	21
V 第四系	25
1. 滝ノ澗砂礫層	25
2. 筈足礫層	25
3. 幌似火山灰層	26
4. 余市川礫層	26
5. 赤井川火山噴出物	26
6. 稻倉石山噴出物	27
7. 冷水山噴出物	27
8. 現世層	28
VI 安山岩質岩脈	28
VII 應用地質	29
1. 概説	29
2. 各説	31
稻倉石鉦山	31
大江鉦山	35
余市鉦山	39

神恵内鉾山	40
玉川鉾山	40
稻穂鉾山	41
茅沼炭鉾	41
ベントナイト鉾床	44
その他の鉾床	46
文献	46
Resumé (in English)	

5万分の1地質図幅 茅 沼 (札幌—第18号)
 説 明 書

工業技術廳地質調査所

通商産業技官 齋 藤 正 次

同 上 村 不 二 雄

同 大 澤 稔

緒 言

本図幅は北海道開発廳の委託によつて作製されたもので、野外調査には昭和26年8月から9月に約2カ月を費し、室内作業は引続き地質調査所に於て行われた。図幅内の茅沼炭鉱附近の地質図は青柳信義、久保恭輔両技官の、またこの説明書の應用地質各説中の同炭鉱及びベントナイト鉱床の記事は両技官の、稻倉石鉱山の記事は朝日昇技官の、大江鉱山の記事は小関幸治技官の、それぞれ地質調査所によつて行われた最近の調査結果によつた。これらに於ては地層、岩石の命名、区分、地質学的解釈等に本図幅調査者のものとは多少相違する点もあるが、原記述を尊重してそのまま掲載した。神恵内鉱山に関しては主に根本忠寛技官の約10年前に踏査した資料を整理して記述した。化石の鑑定は棚井敏雄技官によつた。なお本調査には米軍から貸與された空中写真を利用することが出来た。

I. 地形及び交通

本図幅は北海道南西部に於て、日本海に突出する積丹半島しゃこたんの基部に位置し、図幅の主要部は半島から引続く山地によつて占められ、標高600~900米内外の山峯を所々に点綴する初壯年期開析の峻嶮な地形を現わす。この山地の地形は、例えば硬い火山岩、軟かい凝灰岩、水成岩、崩壊し易い集塊岩等、浸蝕を受ける様子が違う岩石の分布、累重状態等に支配されているほか、地形の大勢は、この山地を主として構成する

上述の各岩石等から成る新第三系の地質構造の影響を受けている。すなわち、新第三系が緩く波状に褶曲しているのに應じて、現在の地表の起伏は特に明瞭な一定方向の山系を作ること無く、そして山地の内に副次的にみられる山稜は、地質構造上の背斜構造と一致し、またはこれの近くを竝走し、或は断層崖の頂線に沿う等、地殻変動による元来の高まりに関連するものが少くない。例えば図幅南東隅の銀山から八内岳、熊追山を経て北西に積丹半島の脊梁に連る山稜、八内岳から北東に稻倉石山に向うもの等はこれである。この他にも山腹の斜面と岩層の傾斜とがほぼ同方向であることが頗る多い。そしてこのような斜面では傾斜が緩く、長い支流を持つのに対し、反対斜面では急傾斜で、かつ支流の発達が良い。この好例は古平川上流でみられる。この相違によつて、逆に地形図または空中写真から、岩層の傾斜が予知されることもある。

この山地内を流れる河流の内、水量最も豊富なのは古平川であつて、この川は源流附近では岩石の硬さに支配されて、変朽安山岩との境附近の緑色凝灰岩中をほぼ走向に沿つて南流し、途中で構造線に支配されて直角に西へ、次いで北へと著しく屈曲する。兩岸は急な狭谷であるが、この屈曲のために流路の勾配は緩かである。古平川に次ぐのは大然別沢であつて、この眞直な谷は、元来の流路が断層によつて支配されたものであろう。この断層は現在南方山腹を沢にほぼ竝走しており、空中写真では微かな直線として検出され、また現地踏査では断層の位置でこれに沿つて小流が急に屈曲し、あるいは小さな窪みがあるのが見られた。稻倉石鉦山附近には直線状の東西性の谷があり、これも断層谷である。この断層は、本図幅の地質分布に影響を及ぼす程度の落差を示さないで、図示してない。その他の河流は急勾配の必従谷である。

前述の山地は北東及び南西の両海岸に向つて次第に低下して丘陵性となる。南西海岸では集塊岩からなる絶壁を以て海に臨む。

南西部の掘株川流域の平地は北西及び北東をおそらく断層で限られたと思われる海灣を埋めたものである。平地北東側の山地は、茅沼附近のような丘陵性に低下すること無く、平地に面して一直線状に並ぶ急斜面をもつて急に低下し、その前面には広く扇状地状の台地がみられる。平地の海に面する所は直線状の砂洲であつて、高さ10数mの砂丘をもち、その背後には潟を埋めたと思われる低濕地がある。

新第三系から成る山地は、東部に於て余市川の谷によつて急に断絶する。この谷は

見事な弧状を呈し、これを取囲む西側には高さ約200mの急斜面が伍び、火山のカルデラの内壁の様相を持ち、その裾には崖錐性乃至扇状地性の堆積物から成る段丘がまつわつている。この弧状の谷は、東隣の仁木^{にき}図幅に続き、直径約10kmの半円を形作り、内に赤井川火山を持つ陥没地^{にき}りの一部である。赤井川火山は仁木図幅の赤井川盆地を内部カルデラとし、本図幅内にその西斜面をゆるやかに展開する。火山はその原形を保有するが、斜面には樹枝状に発達した谷系が既に形作られ、開析をかなり受けている。余市川は火山の周辺を陥没地内壁に沿つて辿り、段丘及び火山体の末端を高さ数mの崖を以て削り、氾濫原を伴つて、ゆるく流れる。

図幅内には、他に稻倉石山及び冷水山^{ひやみず} (仮称²⁾)に第四紀生成の小火山体があるが、開析は一層進み原形を止めていない。

図幅の東部、南部、及び南西海岸の部分はよく開拓され、鉄道、自動車道を通じ交通便利である。しかしながら図幅の大部分を占める中央山地に一旦入ると未開のまま放置されている。ことに古平川流域では、辛じて歩行を許す林道2、3が通過し、自動車道路としては僅かに図幅北辺の稻倉石^{にき}山に北方から至るものがあるだけである。なお冬季はこの地方は函館本線沿線でも積雪の多い所の一つと言われる。

II. 地質概説

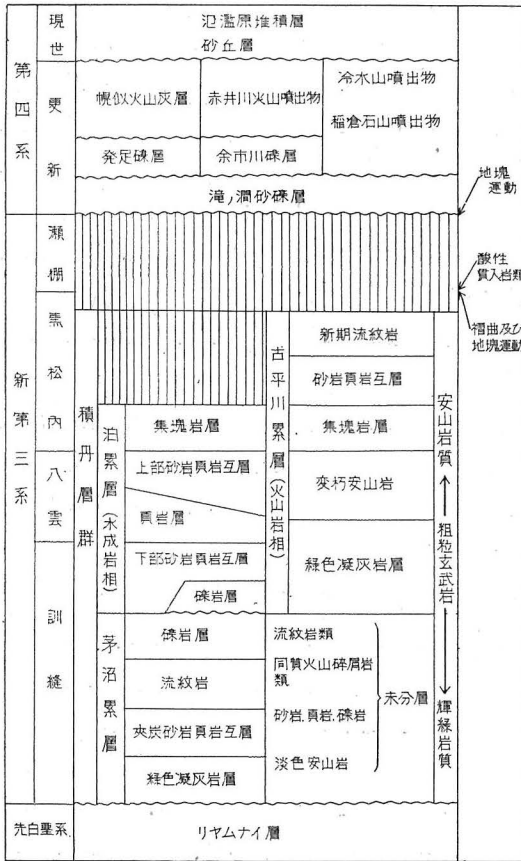
先白堊系と信ぜられるリヤムナイ層が極く小局所に露出するのを除き、本図幅は新第三紀及びそれ以後の岩類によつて構成される。新第三紀以後この地方は激烈な火山活動の下にあつたので、一次的に地質分布が不規則で、堆積相の変化に富み、また古生物学上の証拠も貧弱である他に、新第三系火山物質は緑色化、珪化等二次的に変質作用を受けて岩石の識別が不明瞭なこともあつて、図幅全域を通ずる精確な層序区分、岩石の前後関係を確定することは、かなり困難である。第一表に岩質によつて総括した地質の概要を示す。

新第三系はこれを積丹層群及び酸性貫入岩類に分ける。

1) 帷子二郎 (大正15)

2) 図幅北東部の△784.4である。

第1表 地質総括表



積丹層群は北海道西南部新第三系の標準層序とされているもののうち、いわゆる黒松内統及びそれ以下に対比される部分、すなわち鮮新世前期から中新世に亘るとされている部分を本図幅に現わしている。下部から上部にかけて概ね一つの堆積輪廻を示すが、本図幅では砂岩、頁岩等の水成岩類はむしろ少く、流紋岩、変朽安山岩、いわゆる緑色凝灰岩等の火山物質の発達が著しく、終始激烈な火山活動の下に堆積が行われたのである。火山物質は多少の不規則さはあるが概して下部は流紋岩質、上部は安山岩質ないし玄武岩質で特徴づけられる。本層群の上半部を占めるものには、火山

物質を主構成物とするものと、水成岩類を主とするものとの二系列の岩相が、同時異相の関係にそれぞれ場所を異にして発達している。なお玄武岩質のものには、既に下部の流紋岩質のものと相前後して噴出した部分もある。本層群の最上部に当つて、再び酸性火山岩の噴出をみた部分もある。

積丹層群の堆積後、主に褶曲作用によつて特徴づけられる地殻変動が起り、これによつて同層群は緩い波状の褶曲を行い、一部に断層を生じた。石英閃緑岩、同班岩及び石英斑岩から成る酸性貫入岩類はこの変動の後、もしくはむしろほぼ同時に貫入し

たものであり、またこれに引続きこの地域の主要な金属鉱床が形成された。

第四紀に入つては、更新世に行われた山地周辺部の段丘礫層、赤井川火山、稻倉山及び冷水山にみられるいずれもやや酸性を帯びる安山岩質岩の火山体及び現世には河川の氾濫原堆積層、海岸の砂丘層等の形成がある。このうち最も著しいのは火山活動である。地殻変動としては更新世に於ける地塊運動が特に重要である。

III. 先白堊系

1. リヤムナイ層

本層は^{はつたり}発足村リヤムナイ川に沿い極く小範囲に露出する。この谷に在る灌漑用ダム南岸の露出では、往々千枚岩状を呈する粘板岩、堅硬な砂岩がみられ、激しく褶曲し、かつ一部は角礫状に破碎されている。露出の西南端では茅沼累層の流紋岩質緑色凝灰岩と接し、これとの関係は附近數mの間が両岩層から由来した破片、土砂に被われているので、おそらく断層と考えられる。リヤムナイ川が発足台地に流出せんとする附近に露出するものは粘板岩及び紫褐色の輝緑凝灰岩である。周囲は河礫に被われ、山地側では粗面岩組織を有する流紋岩の岩脈で貫かれる。

本層は西隣の10万分の1余別岳図幅に於ける柵内層と同様に、この地方の新第三系下の基盤の一斑を窺わしめるものであつて、岩質からみて、北海道中央部に広く分布する先白堊系に対比される。

IV. 新第三系

1. 積丹層群

積丹層群は多少の水成岩類と、多量の火山物質から構成される。火山物質は大部分が水底に累積したものであつて、従つて流紋岩、変朽安山岩等の火山岩類は、火山碎屑岩類は勿論のこと、砂岩、頁岩、礫岩等の水成岩とも緊密な関係をもつて重り合つている。本図幅ではこれらの火山岩類も、その熔岩相を基準にして、他の堆積岩類と

ともに一括した層序の内に取扱うこととする。

隣接の余別岳図幅その他近隣地方の従来の調査結果と対照するに、図幅内にはいわゆる訓縫統くんぬいから八雲統を経て黒松内統に亘る部分が分布する。本層群は主に、そのうちの火山物質の相違によつて、下部の概して流紋岩質の茅沼累層かやねま、上部の概して安山岩質とまりの泊累層及び古平川累層に区分される。

岩層は通常 20° 以下の緩傾斜を示し、全般に緩い波状の褶曲を行つている。下部層と上部層との間に於て褶曲程度に顕著な差は無く、褶曲作用は岩層の総てが堆積した後、すなわちいわゆる黒松内統の示す鮮新世前期以後に主に行われた。いわゆる瀬棚統に対比されるものは本図幅には分布しないので、これとの直接の関係は不明ではあるが、この地殻変動は南西北海道に於ける先瀬棚地変しかりべつりと称せられるものに恐らく当るのであろう。褶曲構造のうち、顕著なものは、南西部に於て八内岳から益川に走る南東—北西方向の背斜状構造であつて、この構造は余別岳図幅に描かれている背斜軸群で示される構造に連つて、積丹半島をその中軸よりやや南西寄りしかりべつりに於て縦走する。別に図幅北東部には然別山しかりべつから北西に稻倉石山附近を占めて、副褶曲を伴う全体としてややドーム状の背斜構造がある。またこの2つの構造を連結して、八内岳から稻倉石山に亘つてはほぼ南北に走る背斜構造がある。図幅内では積丹半島の両海岸寄り及び余市川の平地から奥地に向つて泊累層から茅沼累層へと次第に下位の岩層が露われるが、やがて上述の背斜構造に達し、これを過ぎた山地中心部では緩い向斜状ないし盆状構造を呈し、古平川累層等上位の地層が分布するのである(地質図の断面図A—B参照)。

地質図に示した断層は、いずれも積丹層群の褶曲構造とは一見無関係にこれを切り、また一部は酸性貫入岩体をも切る。そして断層より後期の岩層としては第三紀に属すると思われるものは分布しない。赤井川火山周辺の断層のように、更新世のものもあり、また図示してはないが稻倉石山附近の東西断層は鉾生生成と密接な関係があり、恐らく第三紀に属すると思われ、従つて総ての断層の活動の時期は必ずしも一定ではない。

A. 茅沼累層

本累層は砂岩、頁岩、礫岩等の水成岩類と、これと重り合う流紋岩類、同質の凝灰

1) 長尾巧, 佐々保雄 (昭和9)

岩、凝灰角礫岩、一部は安山岩等から成り、総じてむしろ火山物質の方が多く、また水成岩類も凝灰質なことが多い。水成岩は粗粒のものが少なくまた一部には炭層を挟み、植物化石を産し積丹層群海進初期の堆積物である。

時代については、古生物学的証拠に乏しいが、岩質及び層位的位置からいわゆる訓縫期(中新世中下部)と考えてよいであろう。

本累層の分布する所は、これが流紋岩質物に富むことによつて、野外では白味がかった露岩が多い。また一般に樹木の發育が良好でなく、特に礫岩の部分では矮樹林又は草地となり、荒廢した急斜面を形成することが少くない。

流紋岩類は多くは熔岩、一部は岩脈、岩床をなし、數次に亘つて噴出したもので、岩質は一次的にも、また二次變質によつても頗る不均質である。例えば斑晶が明瞭に視られるもの、ほとんど無斑晶のもの、流理のよく発達したもの、角礫を持つもの、また色にも白、淡灰、褐、綠褐雜色等種々のものがある。變質によつて白色化、珪化、黃鉄鉱による鉄染を受ける。綠色化は硝子質岩石を除けばあまり受けていない。また變質を殆んど受けていない部分もかなり残存する。一部は角閃石黒雲母流紋岩多くは黒雲母流紋岩である。

凝灰岩及び凝灰角礫岩は殆んど常に變質を受け、白色ないし淡綠灰色を呈し、また珪化、硫化鉄によつて鉄染されている。上位累層の安山岩質のものの綠色化を受けたものとは、淡色なこと、組織から受ける感じ等によつて識別され得ることが多い。

頁岩は所謂硬質ないし珪質の黑色頁岩である。また流紋凝灰質で淡色のものもあり、この種のものは著しく珪質ないしチャート質の頁岩と相伴い、移化する傾向がある。頁岩はいずれも明瞭な層理を現わす。砂岩は多くは流紋凝灰質である。礫岩は基地、礫ともにほとんど全く流紋岩質である。炭層に就いては應用地質の項で詳述する。安山岩は一般に淡灰色を呈することによつて、上位累層のものと區別される。

全般的傾向としては、下位を占める部分は火山碎屑岩類と砂岩、頁岩とから成る。この部分に薄い熔岩、岩脈として出現する流紋岩はしばしばリソダイト状である。流紋岩が厚い熔岩体を作つて多量に噴出したのは本累層の上位でみられ、この種のものには斑晶が明瞭なものが多い。礫岩はこの熔岩体に関連して、その直上に最も顯著に現われる。図幅北東部には、最下位を占めて淡色安山岩質のものが分布する。以上のような一般的傾向はあるが、各岩層は横方向に岩相變化、膨縮が著しく、所によつ

てはある部分を欠除する。これは火山物質の供給が場所によつて量、時期ともに相違があり、また急激に多量な火山物質の累積を受けた所では海深等の堆積環境が部分的に不均等にされたからであろう。南西部の茅沼炭鉱附近では本累層は4つの岩層に区分され、上述の傾向が標式的によく観られる。その他の場所では、水成岩類が少く、火山岩及び火山碎屑岩が錯綜して、部分的にしか、または殆んど分層は出来難く、従つて地質図には総括的の岩質を、流紋岩、火山碎屑岩及び水成岩の量的割合によつて区別したものの分布を示しておいた。

茅沼発足地区

この地区の茅沼累層は、下位から綠色凝灰岩層、夾炭砂岩頁岩互層、流紋岩、礫岩層に分けることが出来、この分け方は従来¹⁾の区分²⁾とほぼ一致する。全体として海岸にはほぼ竝走する背斜構造に分布し、その南西翼の茅沼炭鉱附近には南西に落す軸を持つ背斜その他の小副褶曲がある。

(1) 綠色凝灰岩層

本層は綠色化を受けた流紋岩質凝灰岩及び凝灰角礫岩を主構成物とし、珪質頁岩、凝灰質砂岩及び稀に礫岩を含む。凝灰岩は所々ベントナイト質である。分布の東側は流紋岩体で占められるので、本層の基底は不明である。

(2) 夾炭砂岩頁岩互層

本層は頁岩、砂岩、凝灰岩より成り、全層凝灰質であるが、頁岩には珪質のものもある。凝灰岩は一部ベントナイト質に変化している。炭層6~7枚を挟む。層理は一般に明瞭である。本層からは植物化石³⁾が報告されている。

下位の綠色凝灰岩層とは、例えば茶津の沢でみるように、凝灰岩中に砂岩、頁岩が多く挟まれてくる所で便宜上区別され、この間は漸移し、整合である。

(3) 流紋岩

茅沼炭鉱東方の玉川畔に於て、本岩は綠色凝灰岩層の下位部分と接する。両者が直接接する露出は観られなかつたが、この附近10数mで流紋岩は部分的に無斑晶質になつて周辺相を思ひしめ、また凝灰岩は小範囲ではあるが珪化されている。また綠色凝灰岩層に含まれる流紋岩角礫は綠色、白色等に変質されたものが多く、ここに述べる流

1) 鈴木達夫(昭和5年) 2) 齋藤林次(昭和25年) 3) 齋藤林次(昭和25年)

紋岩体のものとは岩質に相違がある。なお、流紋岩体はその北方では夾炭砂岩頁岩互層と接する関係にある。以上のことからみて、流紋岩は緑色凝灰岩層及び夾炭砂岩頁岩互層よりも後期のもので、これらの部分では貫入関係にあると推察される。これらの所以外では岩体は礫岩層で取り囲まれて、被覆され、熔岩として地表に現われたのである。

岩石は暗灰色ないし暗灰褐色を呈し、他地区にみられるこの時期以前に噴出した流紋岩類が概して灰白色を呈するのと相違がある。石英及び長石の斑晶が明瞭であり、この長石には月長石としての反射光を示すものがある。石基には常に多少の流紋があり、しばしば縞状の流理が発達する。流理の著しいものでは白色流紋岩、塩基性火山岩、頁岩等の破片を含んで角礫状を帯びることもある。

斑晶——石英(通常最も多い)。カリ長石(標本によつて次の種類がある。1つは清澄な消光をして、カールスバッド双晶だけを営み、光軸角極小、光学性負で、玻璃長石に属する。他はペリクリン型と思われるが、縞が極めて細かく、かつ結晶端まで続かず途中で消える特殊の聚片双晶をなす部分と、これを主に(010)に沿つて交代したような形に分布し、不規則な形状を持ち、双晶を営まない清澄な部分とから成るものである。この構造は通常の微斜長石構造よりは粗く、かつ不規則であるが、これに類似している。光軸角は两部分とも大きい。いま1つは、全体として汚れた感のある消光を行い、光軸角はかなり大きく、カールスバッド双晶だけが明瞭なものである。これら3種は同一標本内に共存することはない)。黒雲母(結晶外廓が明瞭でなく、著しく彎曲する。緑泥石及び鉄鈹粒に変化しているものが多い)。

石基——隱微晶質の部分と、微粒質の部分とが、または硝子質の部分とが縞状を呈することが多い。隱微晶珪長質物が、全体として光学的延長方向負の纖維状に東になり、これが放射状に集まつて球子を作り、脈状空隙の両壁から簇生し、または斑晶の周辺から放射状に密生することがある。微粒質の部分では石英粒子及び少量のソーダ質斜長石微柱状晶の間をカリ長石、緑泥石、絹雲母が填めるのがみられることがある。またまれに肉眼で青緑色を呈する流紋岩があり、その石基は硝子が全く脱玻離作用を受けて生じた隱微晶質基地中に、微晶の石英及び斜長石が散在するものからなり、また羊毛状にもつれた様子の青緑色の緑泥石質物が瀾

蔓している

副成分——ジルコン。鉄鉱

二次成分——絹雲母。綠泥石。高陵土。褐鉄鉱

(4) 礫岩層

本層は礫岩から成り、小沢村辰五郎沢では砂岩及び頁岩を頻繁に挟む。礫岩の礫は多くは円礫、一部はやや角張り、淘汰不良で径 20 cm 以上の大礫もある。上述の流紋岩体から直接に供給されたものが圧倒的に多く、他の種類の流紋岩は殆んど無く、またその他には珪質頁岩、変質塩基性火山岩、花崗質岩等が極く少量混在するだけである。膠結物も流紋岩質である。砂岩は凝灰質、頁岩は黑色泥質で、ともに明瞭な層理がある。

礫岩層は多くの場合流紋岩体の直上を占めこれを取り巻いて分布する。茅沼炭鉱附近では、分布は流紋岩体を離れ、夾炭砂岩頁岩互層を被覆する。そして南するに従い、言いかえると流紋岩体から離れる程、礫が小形になり、やがて礫岩層が急に尖滅する。それ以南の礫岩層が無いところでは夾炭砂岩頁岩互層と泊累層とが直接し、しかもその間は例えば茶津の沢で観られるように整合である。

この礫岩は、流紋岩の噴出によつて水中に急に生じた熔岩体から多量の岩屑が供給され、熔岩体の表面及び周囲の砂泥堆積物の表面に累積され、多少水磨を受け、これが膠結されて生じたものと考えられる。すなわち火山噴出に伴う局所的な異常堆積による火山礫岩であつて、広域の地変や、地質時代の間隙等を意味するものではなからう。熔岩の噴出及びこれに次ぐ礫岩の累積を免れた遠方では、その前後を通じて、砂、泥、火山灰等の定常堆積が連続して行われたのである。なお礫岩層の下限は、流紋岩噴出直後の水底面を示し、従つて前項で述べたように、流紋岩が綠色凝灰岩又は夾炭砂岩頁岩互層と境するところは地中における貫入関係の部分であつて、そこには礫岩層が生成し得ないのである。

小沢地区

図幅南東隅、すなわち稻穂峠以南のこの地区では、積丹層群は部分的乱れはあるが全体としてはほぼ水平、もしくは極く緩く南へ傾斜する構造にある。茅沼累層は、流紋岩に富み、これが同質凝灰岩、凝灰角礫岩及び頁岩と錯綜して分布し、かつ変質作

用を受けているので、分層に困難である。地区西隅のリヤムナイ川には、緑色凝灰岩の上位に、石炭の薄層を挟む砂岩頁岩互層が極く小範囲に分布する。地区北半では特に流紋岩が優勢である。この部分の流紋岩は多くは灰褐色の石基中に明瞭に斑晶の檢せられる黒雲母流紋岩であり、恐らく茅沼地区の流紋岩体とほぼ同層準のものであろう。石基は茅沼附近のものに比べて、やや硝子質である。緑泥石化、絹雲母化、炭酸塩化を受けている。粗粒玄武岩、玄武岩質安山岩等を捕獲する部分がある。地区南半では、劇しく変質されて白色ないし、帯緑白色を呈するに至つた流紋岩、火山碎屑岩が多く、また硝子質流紋岩も少なくなく、松脂岩と言うべき部分もある。

函館本線鉄道トンネル南方で輝緑岩と接する附近には、次の地区で述べる然別山附近に分布すると同様な淡色安山岩が露出するが、分布範囲はまだ明らかでないので、地質図には区別してない。

余市川、然別川流域地域

この地域の茅沼累層は、褶曲及び断層に支配されて数個所に分かれて分布する。分布ごとに岩質に相違があり、また岩層の欠除がある。

最下位に位するものは、然別山附近等に窺られる淡色安山岩類である。この上部には集塊岩その他の火山碎屑岩を少しく伴い、主体は熔岩である。本岩類のうち然別山以南に於ける部分は灰白色の石基中に、白色の斜長石及び多くは全く褐鉄鈹に変質した有色鈹物の、いずれも小型の斑晶を散点するもので、色調からみて一見流紋岩様であるが、一次晶出の石英は認められない。石基は斜長石（灰曹長石程度）の針狀晶子から成り、硝子は少く、全体として粗面岩組織を呈する。余市鈹山附近のものは、表面淡褐色の安山岩であつて、微短冊狀の斜長石及び多量の褐色硝子より成る石基中に、輝石の外形を持つバスタイト及び清澄な斜長石の斑晶を有する。

次いで上位に来るものは、流紋岩及び同質火山碎屑岩類から成り、稀に珪質頁岩、黒色頁岩、砂岩を挟む部分であり、この地域の茅沼累層分布の主体を占める。流紋岩類と火山碎屑岩類との量的割合は例えば大然別沢南東山稜では殆んど前者から成り、「しかりべつ」駅西側または大江鈹山附近では後者が多く、場所によつて著しい相違がある。大江鈹山北東の△255.8 東側の小谷（余市鈹山の旧沈瀝池北岸）で、本岩層が然別山型の淡色安山岩を被覆する關係が察知される。

本岩層は大然別沢南東山稜で、茅沼炭砒附近の流紋岩体に該当する流紋岩の顯著な流紋岩に被われるので、模式地茅沼炭砒附近の夾炭砂岩頁岩互層以下綠色凝灰岩層の部分に層的に該当する。「しかりべつ」駅西側または大江鉦山附近では、茅沼流紋岩体に当るものの噴出を欠き、上位は泊累層または古平川累層で直接に被われる。大江鉦山附近では流紋岩質火山碎屑岩と安山岩質のものが混り合つた部分が少くなく、茅沼、古平川兩累層は漸移している。加うるに變質によつて一樣に白く脱色し、原岩の識別が困難である。兩累層の図上の分布は不整合様であるが、これは火山物質の累積の不規則さによるもので、上述の兩岩質の混合することからみて、時期的の著しい間隙を意味するものではない。

本岩層に出現する流紋岩は無斑晶または角礫狀で、白色を呈するものが多い。絹雲母化、珪化、高陵土化等の變質が著しい。大江村砒ノ川南側には岩脈をなして無斑晶の粗面安山岩狀の岩石が露われる。

「しかりべつ」駅附近の余市川兩岸には石英、斜長石の径數mmに達する粗斑晶流紋岩が分布する。これはこの地区の茅沼累層のうち、比較的新期に出現したものである。この流紋岩は含角閃石黒雲母流紋岩に属するが、カリ長石斑晶を欠き、やや石英安山岩に近い。

斑晶——石英。斜長石（灰曹長石に属し、累帯構造が特に著しい。またミルメカイトの薄い外殻を有するものがある。ミルメカイトには單獨に斑晶をなすものもある）。黒雲母（多色性、殆んど不透明な黒褐色～淡褐色）。角閃石（少量、綠色）

石基——隱微晶質ないし硝子質

副成分——ジルコン。鉄鉍

二次成分——綠泥石。方解石

外見及び成分鉍物は後述の酸性貫入岩類のうちの石英斑岩に似ているが、石基の結晶度が著しく劣り、また捕獲岩が少い。

盃川地区

この地区では、下部はリソイダイト、上部は變質した流紋岩質凝灰岩、凝灰角礫岩及び少量のリソイダイト、珪質ないしチャート質頁岩から成り、緩いドーム狀構造を呈して累重する。上位に向つては、安山岩質物質と互層し、または混合し、古平川累

層に移過する。

山稜を隔てた神恵内鉱山附近のものは、ほぼ同様な岩相であるが、特に砂岩、頁岩が優勢である。走向、傾斜に変化があり、かなり擾乱を受けている。

B. 泊 累 層

本累層は最上部が集塊岩質である他は、主に砂岩、頁岩等の水成岩類からなり茅沼累層に引続き海浸が進んだ堆積相を示す。多少の火山物質を挟み、これが安山岩質ないし玄武岩質であることが、主要な特徴の1つである。下位の茅沼累層とは多くは整合、一部では不整合である。整合の場合には流紋岩質物が終る所を以て茅沼累層の上限とする。新第三系山地の周辺部に分布し、山地中心部に分布する古平川累層が火山物質を主構成物とするのとは同時異相であつて、古平川累層を生起させた火山活動の中心から離隔して、その影響の少なかつた部分の海底に於ける定常の堆積による水成岩相を代表するものである。そして両累層の火山物質は、量には格段の相違があるが、岩質はほぼ似たものである。ことに両累層を通じて相対比し得る層準には、全域を通じて激しい火山活動の下にあつたことを示す著しい集塊岩がある。

茅 沼 地 区

茅沼炭鉱附近は泊累層の模式地であり、次の岩層がみられ、この分け方は従来とりの同様である。構造は下位の茅沼累層と同様で、概して海岸に向つて緩斜する。

(1) 下部砂岩頁岩互層

本層は砂岩、頁岩の互層から成り、粗粒玄武岩及び同質の凝灰岩を挟む。砂岩は淡緑ないし濃緑凝灰質であり、塩基性火山岩の角礫を持つ部分がある。頁岩は珪質頁岩または黒色硬質頁岩であり、細かい縞状層状理を持つ。頁岩中には泥灰質又はチャート質の團塊が含まれる。凝灰岩は一般には暗緑色で、一部は黒色である。この黒色のものは全く玄武岩質物のみから成り、塊状、軟弱、粗質で、風化によつて玉葱状構造を生じる。粗粒玄武岩は、薄く床状に現われるものが多く、凝灰岩を伴つて熔岩であるもの、両側の水成岩を少しく珪化して岩床として貫入したものがあるが、産状によつて岩質に差は無く、岩床のものも水成岩の堆積と著しく時期が相違するとは考

1) 鈴木達夫(昭和5年) 2) 齋藤林次(昭和25年)

えられない。新鮮なものは暗灰色ないし黒色であるが、多くは多少変質して暗緑色を呈する。また風化して暗赤褐色のものもある。多くは無斑晶質粒状、一部は斑状である。また多孔質のものもある。鏡下では間粒組織であるが、多くは有色鉱物が変質して緑泥石となつて填間組織を呈する。

主成分——斜長石（多くは曹灰長石。斑晶状の大晶もある）。普通輝石。紫蘇輝石（稀）

副成分——磷灰石。鉄鋳

変質作用——岩石は緑泥石化、炭酸塩化を著しく受け、緑泥石、方解石を多量に有する。緑泥石は球顆状を呈することがある。其他沸石、二次石英等がある

いわゆる八雲統に当る頁岩層の下に続くことから、本層はいわゆる訓縫統に属し、余別岳図幅の茅沼層は本層以下を指す。本層が茅沼累層の礫岩層を被う部分では、その境、すなわち茅沼累層と泊累層との境は明白であるが、この礫岩層が消滅した部分、例えば茶津の沢では、本層は茅沼累層の夾炭砂岩頁岩互層を直接に被い、そして両者ともに主に砂岩、頁岩からなり、元来一続きの堆積物であり、しかも、境附近では塩基性火山物質は両層に跨り包有される。しかしながら、茅沼流紋岩体は流紋岩活動の終末期を代表するものであり、礫岩層はこの岩体の成立に関連して直後に生じたものであるので、これらが分布しない定常の堆積相のみが発達する場所でも、これらに相当する時期を境にして一次的の流紋凝灰質物は無くなり、これによつて両累層の区分が可能となる。なお茅沼累層の部分には、流紋凝灰質頁岩に伴つて甚だしく珪質な頁岩を産するのに対し、泊累層では、頁岩の珪質度が劣り、いわゆる硬質頁岩程度までである傾向がある。

(2) 頁岩層

本層は主に頁岩から成り、少しく砂岩、凝灰岩、粗粒玄武岩ないし安山岩を伴う。下部砂岩頁岩互層とは整合であつて、互層する砂岩が著しく少なくなることを以て便宜上の境とする。頁岩はいわゆる硬質頁岩であつて、泥ないし游泥から成り、美しい縞状層理を持ち、新鮮なものは暗灰色ないし黒色であるが、風化すると淡灰色ないし灰白色に変色する。泥灰質又は珪質團塊、海綿骨針を頻繁に、また珪藻を時折含む。上部では次第に軟弱な黒色頁岩に移り変る。

本層は頁岩の厚層によつて特質づけられ、余別岳図幅の澁井層はこれに当り、いわ

ゆる八雲統に対比される。

(3) 上部砂岩頁岩互層

上述の頁岩層は上位に向つて再び粗粒となり、かつ凝灰質となつて本層に移化する。本層は凝灰質砂岩及び頁岩の互層であつて、凝灰岩及び安山岩を含む。頁岩は黒色泥質またわ淡緑色凝灰質である。砂岩は灰色又は灰白色、安山凝灰質である。凝灰岩は粗鬆で、安山岩角礫を含み、又は黒色安山岩質である。泊果層が頁岩層から本層に移る附近から上位に現われる火山岩は、玄武岩質から安山岩質に変わる。安山岩は玄武岩に比し、淡色であり、また斜長石斑晶が明瞭である。

斑晶——斜長石。普通輝石

石基——斜長石、普通輝石、硝子、磁鉄鈦から成り、硝子基流晶質

副成分——磷灰石。ジルコン

本層は次記の集塊岩層で示されるこの地区の安山岩質岩の火山活動旺盛期の先駆を示す火山物質の供給を受けた部分である。またこの地区では、北西に進むに従つて、下位の頁岩層が薄くなり、代つて本層が厚くなり、これとともに火山岩を厚く挟み、更に北西に余別岳図幅に向つては、火山物質を主とするに至る。本層が下位の頁岩層に比して粗粒で、一見海退堆積相を呈するのは、火山物質の局所的な供給がかなり影響していると思われる。

(4) 集塊岩層

本層は集塊岩を主体とする。集塊岩の礫は黒色緻密ないし硝子質の石基中に長石、輝石、一部は角閃石の斑晶が明瞭な安山岩である。多くは変質していないが、一部では有色鉄物は全く緑泥石に変化し、斜長石は炭酸塩化を受けている。径 30 cm 以下のものが多いが、往々 1 m 大以上の大塊も観られる。角張り又は円味を帯び、またパン殻状等の明瞭に火山弾であるものも含まれる。礫として稀に砂岩、頁岩もある。膠結物は淡灰色粗粒の凝灰質ないし火山砂質物である。集塊岩中には頻繁に凝灰岩ないし凝灰質砂岩、安山岩熔岩を不規則レンズ状に挟み、また岩脈もあり、稀には頁岩も薄く介在する。凝灰岩ないし凝灰質砂岩は集塊岩の膠結物と同質である。無層理な集塊岩中であつて岩層の大体の方向を知るに役立つが、偽層理が少くない。安山岩体は集塊岩の礫と同岩質、同時期のものである。

本層は上部砂岩頁岩互層を被覆し、その境は比較的明瞭である。茶津の沢では下位

層と整合に移り変るのがみられる。これより南東部では、露出不良で明瞭さを欠くが、下位層と不整合状の分布を示す。

本層は余別岳図幅の神恵内層であつて、いわゆる黒松内統の下部に対比される。

本層の集塊岩は突兀とした山容を作り、海岸では余別岳図幅に記されたと同様に小彎曲、急な海蝕崖、またその前面には海蝕棚を生じ、奇異の風景を作るが、本図幅内では上面は平坦な低丘陵を呈し、交通にはさ程障碍となつていない。

その他の地区

北東の余市海岸方面にも、泊累層が分布し、図幅北東隅にその一部が現われる。北東に向つて緩く単斜構造をなし、茅沼地区の下部砂岩頁岩互層、頁岩層、上部砂岩頁岩互層に岩質が甚だよく一致する。

余市川西側斜面ルベシベ沢附近にも東方に単斜構造をして泊累層が分布する。最下部は流紋岩又は塩基性火山岩の円礫が流紋岩質あるいは塩基性火山岩質の凝灰質物で膠結された礫岩、主に流紋岩質物から成る粗粒砂岩、塩基性緑色凝灰岩及び凝灰角礫岩、変質塩基性火山岩、頁岩等から成る岩層である。上山道の沢（通称ドロ川）では本層基底の礫岩が茅沼累層の白色流紋岩を不整合に被覆するのが見られる。この附近及び稻穂峠国道側の粗粒凝灰質砂岩から植物化石を産する。

稻穂峠国道側産（鑑定、棚井敏雄）

Metasequoia japonica (Endo)

Acer cfr. *subpictum* Sap.

模式地茅沼地区には本岩層に該当する岩質は存在しない。茅沼累層の礫岩層とは岩質及び生成機構を異にし、海進開始を示す基底堆積物である。上述の部分は、上位に向つて細粒となり、模式地の下部砂岩頁岩互層及び頁岩層に該当する部分が順次みられる。

余市川東側には、赤井川火山体の下に、泥質の頁岩及び軟弱な砂岩が隠見する。露出によつて岩層の方向は一定でなく、小部分毎の地塊に乱されているらしい。

図幅南東隅の小沢地区には、全体的にみてほぼ水平に累重する積丹層群の上部を占めて、泊累層に当る層準の岩相が分布する。しかしながら此処では、粗粒玄武岩が厚く発達し、また累層の上位はむしろ古平川累層に属する変朽安山岩及び同質火山碎

層岩によつて代表され、従つて水成岩類は少く、他地区のような分層だけでなく、茅沼累層との区分も充分には行われない。

この地区の水成岩類は砂岩、頁岩及び礫岩である。砂岩は凝灰質で、これには流紋岩質と、玄武岩質との兩種がある。頁岩は黒色頁岩及び珪質頁岩を主とする。礫岩は砂岩、頁岩の間に薄く介在し、玄武岩質基地中に流紋岩質礫を有するものが多い。

粗粒玄武岩はその上部は砂岩、頁岩等と重り合い、またはこれを覆うが、下位に向つて益々粗粒かつ斑状となり輝緑岩様を呈し、茅沼累層の流紋岩と互に重り合い、これと同時に噴出の部分もある。また鉄道の銀山トンネル南口附近では、流紋岩等の火山岩及び珪質頁岩から成る茅沼累層が南へ20~30°傾斜し、その下位に相当する北側に輝緑岩が分布する。但しこの地点の輝緑岩と流紋岩質岩層との関係は必ずしも充分には確められていない。これに似た関係の輝緑岩は、余市川西側地区にもみられる。また茅沼累層には起源不明の変質塩基性火山岩が礫、角礫、流紋岩中の捕獲岩等として混在する。これらのことから、輝緑岩その他の塩基性火山岩が流紋岩活動以前に既に噴出した疑がある。粗粒玄武岩及び輝緑岩の岩質は、茅沼地区に於て記述したものとほぼ同様である。

C. 古平川累層

本累層は下位から、綠色凝灰岩層、変朽安山岩、集塊岩層、砂岩頁岩互層及び新期流紋岩に分けられ、最上位の流紋岩を除き概して安山岩質の熔岩、火山碎屑岩を圧倒的な主構成物とする火山堆積物である。この間に頁岩、砂岩等を少しく挟み、またその上位には水成岩を主とする部分があり、火山活動は全体として海底で行われたことがわかる。火山物質は広く綠色化変質を受け、変質は下位に著しく、上位では未変質の岩石も多産する。

下位の茅沼累層とは、その礫岩層を被う所では多くは明瞭に区別されるが、互いに火山碎屑岩でもつて会合する所では流紋岩質物と安山岩質物とが混り合つて漸移する。

本累層は泊累層とは同時異相の関係にあつて、泊累層が水成岩相であるのに対し、古平川累層は火山活動の中心附近に累積された火山岩相を代表する。分布は新第三系山地の内部に広く発達し、多くの場合泊累層とは茅沼累層の露出の両翼に分れて分布

する。但し茅沼附近では、泊累層の上部砂岩頁岩互層は北西に向つて次第に安山凝灰質粗粒質になり、安山岩を増し、遂には水成岩類を失つて変朽安山岩質のものばかりとなる。そしてこれを被う集塊岩層は北西に余別岳図幅内に連続し、その岬岬附近では全く変朽安山岩を被っている。この変朽安山岩とされているものは、変朽安山岩、安山岩質綠色凝灰岩、凝灰角礫岩等から成り、茅沼図幅内の盃川附近に分布する流紋岩質の茅沼累層をその西側で被う関係にあつて、古平川累層の変朽安山岩、綠色凝灰岩層と岩質及び層位的位置からみて区別はない。以上のことから、古平川累層の変朽安山岩等の層準は泊累層の上部砂岩頁岩互層以下と、ほぼ同一層準にあり、また両累層の集塊岩層はほぼ同時期と言える。そして茅沼、余別岳両図幅の境附近のモヘル川から盃川に及ぶ地区に於て、両累層が互いに移化する関係が現実に求められる予想がある。なお、一般に新第三系分布地の奥地に発達する主にいわゆる綠色凝灰岩その他の変質火山物質から成る地層は、すべていわゆる訓縫統に属するものとは限らず、殊にそれが安山岩質の場合には、古平川累層のようにいわゆる八雲統ないしそれより上位のものがあることになる。

古平川累層及び泊累層に含まれる安山岩質火山岩類と同時期のものが、より古い茅沼累層中に岩脈、岩床等として出現することは勿論であり、大江鉦山附近その他にみられる変朽安山岩質の岩脈はこれであろう。

以下古平川累層の各岩層に就いて記述する。

(1) 綠色凝灰岩層

本層は安山岩質凝灰岩及び凝灰角礫岩から成り、変朽安山岩の薄い熔岩、岩脈を頻繁に含み、稀に黑色頁岩、硬質頁岩、砂岩を挟む。岩石は塊状で節理は少く、また層理は概して明らかでない。本層中では河流は概して平かな河床を作るが、硬い変朽安山岩の部分では滝を作る。凝灰岩及び凝灰角礫岩はいわゆる綠色凝灰岩に属し、流紋岩質綠色凝灰岩とは、色が暗綠色であること、緻密塊状の感があることによつて通常区別されるが、鉦床附近等で絹雲母化等を受けて脱色したものでは識別が困難となる。岩石は黄鉄鉦によつて鉦染され、また鏡下では綠泥石化、炭酸塩化を受けているのが見られる。変質によつて堅くなると変朽安山岩と肉眼的に区別し難い。

古平川支流上二股川上流では、本層に該当する部分は礫岩で代表される。この礫岩は安山岩質及び流紋岩質礫岩が、安山凝灰質物によつて膠結されたもので、下位に向つ

て礫、膠結物ともに次第に流紋岩質を加えて、茅沼累層最上部の礫岩層に移過する。

(2) 変朽安山岩

熔岩流としての産状を持つ変朽安山岩を主とする部分であつて、下部には緑色凝灰岩、上部には集塊岩を頻繁に挟む。下位層とは変朽安山岩が比較的厚く発達し始めるところで便宜上区分される。上位では変質が弱い。上位の集塊岩と互層する熔岩では柱状節理が特に発達する。

変朽安山岩は多くは暗緑色を呈し、白色の斜長石の斑晶が明瞭であるが、著しく変質したものは淡緑色となり、変質の弱いものは緑灰色である。玄武岩質岩起源のものでは暗紫褐色のこともある。無斑晶、緻密のものもある。鏡下では炭酸塩化が普遍的であり、また斜長石の曹長石化、有色鉱物等の緑泥石化が著しく、また黄鉄鉱、綠簾石、石基中に二次石英の生成が認められる。原岩としては安山岩質のものが圧倒的であるが、玄武岩ないし粗粒玄武岩質のものもあり、一部には石英安山岩もある。有色鉱物は変質が甚だしく、殆んど形骸を止めないものが多いが、バスタイトその他綠泥石の仮像には輝石を示すものが多い。広く採取した標本のうち原岩の種類が推定出来たものの産地を次に挙げる。

輝石安山岩—古平川上流△882.9北方の沢。大然別沢支流△513.1南東。大然別沢中流・423 北方

普通輝石安山岩—古平川中流△615.5北西。小沢村銀山南東の沢

複輝石安山岩—大然別沢下流・326 南西

角閃石安山岩—大然別沢中流・423 西方

石英安山岩—大然別沢上流・685 北西

玄武岩質岩—古平川上流△672.8北東の沢。古平川支流上二股沢△626.7南の沢。古平川中流△615.5南方。古平川上流△882.9。大然別沢支流・747 南方

その他の検鏡標本約20種は岩種不明の安山岩である。原岩の石基の組織は多くは硝子基流晶質ないし毛氈状であり、一部は硝子質、填間組織または微斑状である。変朽安山岩化作用によつて二次石英、玉髄等を生成して、微粒状ないし隠微晶質に変化した部分が多い。

(3) 集塊岩層

集塊岩を主とする部分であつて、安山岩熔岩、凝灰岩を頻繁に、また頁岩を稀に挟

む。露出を遠望すると縞状の成層がみられる。集塊岩は径 30 cm 以下の黒色安山岩塊が淡色の凝灰質基地中に多量に含まれるもので、変質は一般に弱く、特に熊追山附近に分布する上部では新鮮であつて泊果層の集塊岩に酷似する。下位の変朽安山岩の部分とは、集塊岩が特に厚くなるところをもつて便宜上の境とする。

岩石は多くは輝石安山岩質であるが、例へば泊村玉川最上流△824.4 附近では角閃石安山岩である。

本層の分布する所は、山崩れを生じ易く、荒廃した急崖を作り、古平川西岸にその代表的地形がみられる。

(4) 砂岩頁岩互層

本層は古平川累層のうち水成岩によつて特徴づけられる部分である。数個所に分れ、いずれも山地内部に位置し、踏査が不便で未だ十分に調査されていない。分布からみて下位層と整合らしいもの、不整合らしいものがあり、また分布によつて岩質に多少相違があり、更に本層の意味する地質年代に長短があるおそれもあるが、安山岩質火山物質より上位を占めることによつて、一括して取扱つておく。化石はまだ見出されていない。いわゆる瀬棚統とは岩石の固化程度等の岩質に於て著しく相違がある。むしろ余別岳図幅に於ていわゆる黒松内統に対比されたものの内、神恵内層より上位の部分に該当すると予想される。

古平川流域上二股川附近に分布する本層は、砂岩、頁岩及び礫岩から成り、無斑晶の安山岩を岩床状に含む。砂岩はやや堅硬で、明瞭な板状層理がある。多くは細粒であるが、特に凝灰質のものは中粒乃至粗粒で、往々礫岩質となる。頁岩は泥質で、層理が明瞭なもの、または無層理で小片に崩落するものがある。礫岩は堅硬で、礫は磨滅良好、径10cm以下のものが多く、流紋岩、安山岩、玄武岩、緑色凝灰岩、花崗質岩、古期砂岩、粘板岩等種々の岩石から成り、これまで記述した他の礫岩と違つて、礫が多様の岩種を持ち、かつよく水磨されている。本層は、下位の岩層と不整合らしい分布を示して、全体として北に傾斜し、下部には礫岩が多い。上位は断層で切られ、この断層附近では構造が乱れ、急傾斜を示す。

熊追山附近には砂岩、頁岩の互層が現われ、暗緑色細粒やや斑状の普通輝石粗粒玄武岩の岩床を挟む。2個所に分離し、分布だけでみると下位の地層とは一つは整合、一つは不整合らしいが、まだ確め得るに至っていない。

盃川北山陵に分布するものは、砂岩及び頁岩の互層である。砂岩は中粒、稍軟弱な安山凝灰質のもので、下位の集塊岩層、またはこれが尖滅した部分では緑色凝灰岩層と岩質が漸移する。頁岩は黒色堅硬で、この附近に分布する下方の緑色凝灰岩層中に介在する頁岩と岩質に差はない。山陵の北側斜面では茅沼累層の流紋岩質火山碎屑岩類を直接に被う。要するにこの附近は茅沼累層から引続き水成岩類が堆積する還境、すなわちむしろ泊累層堆積に似た還境を示すのであつて、その中途に於て、古平川累層で示される安山岩質火山体の周辺累積層が介入したのである。従つてここに分布する本層の示す地質学的時期は他の分布のものより長期間に亘ると考えられる。

大然別沢中流では変朽安山岩が上位に於て無斑晶質となり、その内に堅く膠結された礫岩層を疎散に挟み、また所々に砂岩、頁岩を挟む岩相に移る。但し熔岩の部分が未だ多く、下位岩層との区分は劃然としていない。

(5) 新期流紋岩

図幅北西隅の滝ノ沢山附近に於て、砂岩頁岩互層を被覆して、小範圍を占めて流紋岩がある。その基底附近には薄い凝灰角礫岩を伴い、熔岩として現われたものである。岩質は斑晶の明かなもの、リソイダイト質のもの、角礫状のもの等種々であつて、多くは白色に変質している。

斑晶—石英。長石（全く高陵土化している）。有色鉱物（褐鉄鉱に変つている）

石基—石英及び長石（全く高陵土化）から成り、微晶質。

古平川支流上二股川に於て変朽安山岩中に流紋岩がみられる。北に緩く傾斜して、厚さ10數mの床狀に露出する。岩石は暗色で流狀構造が顯著であり大型の石英、長石斑晶を有する。

以上2個所の流紋岩は互いに同時期のものとは限らないが、図幅内で新期の流紋岩が実証されたのはこの二個所だけであり、この他のものはいずれも茅沼累層に属すると考えられる。

2. 酸性貫入岩類

図幅内には新第三系の基盤をなす花崗質岩等は存在しない。石英閃緑岩、石英閃緑玢岩及び石英斑岩はしばしば相移過し、積丹層群を明瞭に貫く露出を所々に示し、時には固りの岩層に接触変質を興え、常に積丹層群の火山岩類等に由来する捕獲岩に富

み、或は岩体の周辺には周辺相を持つ。貫入時期は、図幅内で視られる限りでは、各岩種とも古平川累層の変朽安山岩以後である。石英斑岩の少くとも一部は余別岳図幅に於て神恵内北東で神恵内層集塊岩を貫く岩脈として現われる。黒雲母角閃石流紋岩とされたものと、今回比較踏査したところによれば同岩質である。従つて茅沼図幅の酸性貫入岩類も泊累層、あるいは古平川累層の集塊岩層以後、すなわち図幅内新第三紀火山噴出が大方終了した後の貫入物と推定される。古平川累層最上位の砂岩頁岩互層にみられる礫岩には花崗質岩を混えてはいるが、古期砂岩、粘板岩も混有されるので、この花崗質岩礫はおそらくここに述べる貫入岩類とは関係のない古期のものに由来する可能性が大きく、従つて貫入岩類は必ずしも本互層以前とは言い難い。一方これらの酸性貫入岩類は積丹層群の背斜構造の部分に概して出現している。そして、発足北東山地等多少広範囲に露われる岩体は背斜構造と大体に於て調和的 (Concordant) の形状をもつ。これらのことは囲りの岩層が受けた褶曲運動の後、あるいはむしろこの地殻変動に伴つて貫入が行われた可能性の大きいことを示し、従つていわゆる先瀬棚地変の頃を思わしめる。岩体の多くは広く緑泥石化、絹雲母化、珪化、黄鉄鉱による鉱染作用等の熱水変質を受けていて、内に小規模の金属鉱床を胚胎する。

盃川の石英斑岩

本岩体は茅沼累層が示す平夷なドーム状構造の中心に露われる。岩体は一次的のみならず、変質を受けて不均質である。一次的には、岩体の西辺部は細粒の輝石角閃石石英閃緑岩であり、中心部以東では次第に斑状となるとともに酸性となり、角閃石花崗閃緑岩質から本岩体の主要部は、石英、長石及び角閃石の大形斑晶の明瞭な含角閃石黒雲母石英斑岩となる。岩体は捕獲岩に富み、また周囲のリソイダイト等を少しく珪化する。また緑泥石化、緑簾石化変質を受け灰緑色を呈するが、岩体の東部では絹雲母化が著しく発達し、全く白色に脱色し、これに伴つて至るところ硫化鉄で鉱染され、また所々に小鉱脈を胚胎する。

石英閃緑岩

細粒、完晶質、花崗岩質組織

主成分—斜長石 (最も多量。灰曹長石)。石英 (間粒状他形)。角閃石。輝石 (少量)。黒雲母 (少量。輝石と飾状構造)。アルカリ長石 (少量。石英と微文象組織)

変質作用—岩石は緑簾石化，絹雲母化，炭酸塩化を受けている。有色鉱物のうち角閃石は陽起石化，輝石はウラル石化するが，多くは全く緑泥石，〔緑簾石に変化している。また硫化鉄が多い

石英斑岩

完晶質，斑状

斑晶—石英（最も多量）。斜長石（灰曹長石）。黒雲母。角閃石（陽起石質，少量）
石基—石英（粒状）。アルカリ長石（間粒状，他形）。黒雲母（緑泥石化している）
から成る微粒組織。石英，アルカリ長石は一部微文象共生をする

副成分—磷灰石。ジルコン。磁鉄鉱

変質作用—緑泥石化，緑簾石化，絹雲母化，炭酸塩化，硫化鉄鉱々染が著しい。

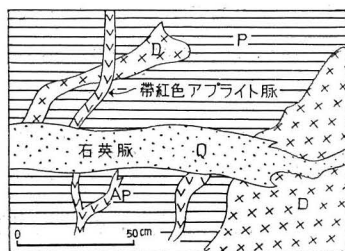
また緑簾石が細脈をなして走る

花崗閃緑玢岩

成分及び組織に於て前二者の中間にある。石基には微文象組織がやや多くみられる

発足北東山地の石英閃緑岩

本岩体は積丹層群が大きく背斜状を呈する所に広い面積を占めて貫入したもので，地表の分布からみて著しく下拗がりの形状を持つと推定される。岩平峠東側の沢では古平川累層の変朽安山岩を貫くのが実見される（第1図）。



第 1 圖

- D 帯緑灰色石英閃緑岩
- Ap 帯紅白色アブライト
- Q 石英脈
- P 緑色の變朽安山岩が接觸變質を受けて珪化し淡緑色に變化している

流紋岩その他を捕獲岩として持ち，また小規模なルーフベンド状の残塊を含み，岩質は至るところ不均質である。岩体の中心部にみられる代表的岩相は淡青灰色，中粒の黒雲母角閃石石英閃緑岩であり，また少量の正長石を含み，やや花崗閃緑岩質である。西南側の流紋岩と接する部分では，細粒，暗灰色，やや塩基性の周辺相を現わす。西側の断層によつて限られる附近には造岩鉱物が破碎構造を呈するものがある。但しこの境に沿つて

も、暗色細粒の周辺相を持ち、その一部には斑輝岩質のもの、また径1 cm大の角閃石から成る角閃岩がみられる。岩体の北東側では、岩石は細粒、優白色となり、これに接する流紋岩は珪化され、両者の見分けが不分明になる。また本岩体は広く緑泥石化、緑簾石化、珪化、炭酸塩化を受け、黄鉄鉱で鉱染される。

大然別沢上流の小岩体群

大然別川上流には、発足山地のものとはほぼ同質の黒雲母角閃石石英閃緑岩が小岩脈をなして散在し、変朽安山岩等を貫く様子が河床によく露出している。囲りの岩石は広く接触変質作用を蒙り、すなわち変朽安山岩は堅硬、緻密となり、鏡下では変朽安山岩の成分、組織を残しつつ、新に生じた微晶の黒雲母が岩石全体に瀰蔓し、集合体を作り、または石英、緑泥石とともに細脈を作っている。またあるものでは淡青緑色針狀の陽起石角閃石を生じ、これがとくに有色鉱物を交代し、また多数集つて細脈を形作っている。

なおこの附近一帯は激しく熱水変質を受け石英閃緑岩及びその囲りの岩石は、主に絹雲母化作用によつて白色に脱色し、黄鉄鉱で鉱染されている。

大然別沢南方山稜には角閃石石英閃緑岩の岩脈が観られる。地質図上には仮りに岩体が断層で切断されるように記してあるが、実際の前後関係は未詳である。

岩石は緑灰色石基中に、大型の斜長石、石英及び濃緑色の有色鉱物の斑晶を多量に持つものであつて、激しく変質作用を受け多量の硫化鉄鉱が散布される。

斑晶—斜長石（中性長石）。石英。角閃石（緑簾石に全く変化したものが多い）

石基—完晶質、微粒組織で、石英微粒の間をアルカリ長石、緑泥石で填めたものである

副成分—ジルコン。磁鉄鉱

二次成分—緑泥石。緑簾石。曹長石。黄鉄鉱

大然別沢中流には黒雲母石英斑岩の岩脈がある。岩石は淡灰色を呈し、他の酸性貫入岩体に観られるような熱水変質は著しくなく、また石基の結晶度が低い。岩脈の西側には黒色細粒の周辺相を持つ。周囲の岩石に與える接触変質は微弱である。太い柱状節理があり、急崖を作り、大然別川はここで急に狭くなる。

淡灰色、斑狀、多斑晶質、一部に安山岩質粒を斑点狀に多量に含有する。

斑晶—石英（破碎状の細片であることが多い）。斜長石（灰曹長石）。黒雲母（著しく緑泥石化，絹雲母化している）

石基—石英，アルカリ長石からなる微粒質ないし隠微晶質，一部は硝子質で不均質

副成分—ジルコン。磁鉄鈹

二次成分—絹雲母。方解石。曹長石。緑簾石。緑泥石

安山岩粒捕獲物—硝子基流晶質の石基をもつ安山岩質岩

大江鑛山附近の石英閃緑岩

岩石は中粒で，少しく斑状を呈する。緑色の捕獲岩を多量に持ち，またこれを同化して岩石自体も不均質となり緑色の斑点が多い。

主成分—斜長石（中性長石）。石英。有色鈹物（主に角閃石らしいが，緑泥石質物に全く変質している）。一部に石英が斜長石又は正長石とミルメカイト状又は微文象状に共生する

副成分—燐灰石。ジルコン。磁鉄鈹

二次成分—緑泥石。方解石。絹雲母。曹長石。緑簾石

V. 第四系

1. 滝ノ澗砂礫層

本層は茅沼海岸附近の平夷な丘陵面上，高さ30～100mの所に，小範囲に分布する。泊果層上の浸蝕面をほぼ水平に被い，厚さは3～10mである。未膠結の砂，礫及び褐色土から成る。地質時代は不明瞭であるが，仮りに余別岳図幅の段丘堆積層と同様のものと考え，更新世とする。

2. 発足礫層

本層は図幅南西部の発足村に於て，新第三系山地の前面に，山脚の高さ100mから，なだらかな勾配をもつて沖積濕原に達する扇状地状台地を作つて分布する。主に背後

山地を構成する新第三系岩類の礫から成り、砂及び腐植質黒色土壌を含む。背後山地の台地に接する所は地形上断層と推定され、本礫層はこの断層崖前面に生じた扇状地堆積物であろう。断層活動の時期は正確には不明であるが、これを契機として生成されたと思われる本礫層中には第四紀火山岩類を殆んど含まず、また礫層は南部で幌似火山灰層で被われるので、恐らく更新世であろう。但し扇状地の形成は、一部では現在も行われつつある。

3. 幌似火山灰層

本層は浮石質火山砂及び火山灰から主に構成され、発足台地南部で発足礫層を被覆し、これから南隣図幅の幌似附近にかけて分布する。南隣図幅には岩雄登火山群があり、本層はこれに関係あるものであろう。

4. 余市川礫層

本礫層は赤井川火山外周の円形陥没地内壁の基底部に沿って分布する。山脚の高さ数10mの所から余市川平地に向つて次第に低くなる段丘を形成し、段丘末端は高さ数mの崖を作る。新第三系の各種岩類の礫と、砂及び褐色粘土から成り、赤井川火山の噴出物を含まない。所々で偽層がみられる。本層は陥没を契機として周囲の山地から供給された崖錐性碎屑が扇状地堆積物として、またこれが旧余市川によつて水磨、陶汰されて河成礫層として堆積されたものである。堆積は更新世に始まつたと考えられるが、ルベシベ沢から上山道附近には現在も扇状地の形成が行われている。陥没を生じた断層は礫層下に潜伏しているが、北方の円山附近等の礫層が分布しない所では、岩層の擾乱によつて検出される部分がある。

5. 赤井川火山噴出物

赤井川火山噴出物は、火山体を取り囲む陥没地の外側には全く分布をみず、しかも陥没によつて誘起された余市川礫層を被覆するので、火山噴出は明らかに陥没以後である。一般にカルデラ等の形成にあつては、その直前に浮石その他が多量に噴出している例が多いが、少くとも本図幅にはこれに該当する噴出物は認められない。なお、この陥没は火山の基盤岩層中に生じたものであつて、今カルデラを火山体内に生

じた凹陥地と定義する場合には、この陥没はむしろ鍋状陥没 (cauldron subsidence) に属する。火山体は原形を止めているが、その浸蝕された程度からみて、恐らくまだ更新世の頃に形成されたのであろう。

図幅内には火山の西斜面裾野部だけが分布する。これを構成するのは主に熔岩、火山碎屑岩及びこれらの風化碎屑物である。斜面上は露岩に乏しく、また各沢の内側は崩落した安山岩塊に充されているので、火山体の構造は未詳である。岩石は含石英、角閃石複輝石安山岩であり、熱水変質を受けていない。

斑晶—斜長石 (1.5~2mm)。普通輝石 (0.1~0.2mmの短柱状)。角閃石 (長柱状のやや大晶であるが数は少い。オバサイト縁を有する)。紫蘇輝石 (長さ0.5m以下の長柱状)。石英 (± 1 mmの大晶であるが少数)

石基—過硝子質の硝子基流晶質。成分は硝子、斜長石、普通輝石、磁鉄鈹

6. 稻倉石山噴出物

稻倉石山の山頂部を構成して、新しい火山噴出物があり、これは北隣古平図幅の天狗岳方面に続いて分布するものようである。熔岩を主とし、多少の火山礫屑物を伴う。火山体は赤井川火山よりも更に開析されていて、原形を殆んど止めていない。図幅内で認められた岩石は暗灰色を呈する含石英・角閃石普通輝石安山岩である。

斑晶—斜長石。普通輝石。角閃石 (オバサイト縁を有する)。石英
石基—微晶質であつて、斜長石、輝石、角閃石及び硝子から成る
副成分及び二次成分—磁鉄鈹。磷灰石。黒雲母。緑泥石

7. 冷水山噴出物

図幅北東隅の△784.4 山地を構成し、北隣図幅に亘つて分布する、著しく開析を受けた新火山体がある。熔岩及び集塊岩から成る成層火山で、図幅内で認められた熔岩はやや酸性の安山岩であつて、含石英・輝石角閃石安山岩に属する。

斑晶—中性斜長石。角閃石。紫蘇輝石。普通輝石 (時々これを欠く)。石英
石基—硝子、斜長石、角閃石、単斜輝石から成り硝子質ないし微晶質
副成分及び二次成分—磷灰石。磁鉄鈹。緑泥石

8. 現 世 層

掘株川流域には瀉を埋めて堆積した砂，粘土層がある。余市川をはじめ，その他の河川に沿つては氾濫原に堆積した粘土，砂，礫がある。南西海岸には砂丘がある。

VI. 安山岩質岩脈

安山岩質岩脈には，貫入時期が新第三紀か，第四紀か必ずしも明らかでないものがあり，これらを一括して記述する。

茅沼炭砒附近の角閃石安山岩

△ 229.4 附近に於て，茅沼累層及び泊累層を貫く 1 岩頸がある。泊累層の集塊岩と緊密な関係を有するらしい産状を呈する。岩石はやや変質作用を受けている。

斑晶—中性長石。角閃石

石基—硝子，斜長石より成り硝子基流晶質

変質作用—緑泥石化

熊追山北方の普通輝石安山岩

熊追山北方の通称大滝附近には，古平川累層の集塊岩層の上部を貫く岩脈がある。岩石は直立に近い著しい柱状節理を持ち，暗灰色を呈し，殆んど変質を受けていない。

斑晶—中性長石。普通輝石。普通角閃石(稀)

石基—斜長石，硝子，有色鉱物から生じた緑泥石から成る。毛氈状組織

副成分及び二次成分—磷灰石。鉄鉱。緑泥石

セトセ附近の石英安山岩

図幅南東隅，小沢村セトセ北方の 429 米高地附近に茅沼累層を貫く岩脈がある。岩石は灰色，斑状の黒雲母角閃石石英安山岩である。多少炭酸塩化，緑泥石化を受けている。

斑晶—中性長石。石英。角閃石。黒雲母
 石基—石英、斜長石、アルカリ長石、緑泥石（二次鉱物）から成り微粒質
 副成分及び二次成分—緑泥石。方解石。絹雲母。磁鉄鉱

VII. 應用地質

1. 概 説

流紋岩、変朽安山岩、緑色凝灰岩等で特徴づけられる地質が分布するので、東北裏日本の他の地方と同様に、この地質に特有の鉄脈、黒鉄々床等の金属鉄床が賦存する。現在までに活潑に採行されたことがあるのは稻倉石、大江、余市等の鉄床であり、また図幅外ではあるが南接して國富鉄山がある。この他に試掘された旧坑は頗る多い。

金属鉄床の内、最も重要なのは、方鉛鉄、閃亜鉛鉄、菱マンガン鉄の3鉄物の組合わせを特徴とし、これに黄銅鉄、黄鉄鉄、硫マンガン鉄等を伴い、脈石鉱物として方解石、緑泥石、絹雲母、石英等を持つ鉄脈であつて、鉛・亜鉛・マンガン鐵を産し、稻倉石及び大江の鉄床はこれに属する。金、銅等を目的に試掘された鉄脈にも、上記の特徴的鉄物を多少とも含んでいる。図幅内の石英閃緑岩、同礫岩、石英斑岩は所々劇しい熱水変質を受け、同型式の鉄脈を、いずれも細脈ではあるが多数胚胎するので、この種鉄脈の生成は酸性貫入岩類以後、むしろおそらく貫入活動に成因的関連を持つと推察され、その時期はおそらく鮮新世中頃であろう。但し、重要な鉄脈は、流紋岩、同質緑色凝灰岩、あるいはこれらの分布に近接した部分の変朽安山岩、同質緑色凝灰岩等を母岩としている。これは鉄脈が貫入岩類中では却つて悪く、これからやや距つた囲わりの火山岩質岩石中によく発達したからであつて、鉄脈の本源は火山活動（中新世ないし鮮新世初期）に直接関係するのではない。貫入岩類は積丹層群の背斜構造の附近に貫入して居り、背斜部には同層群の下位部分が露われるので、鉄脈が流紋岩質岩類を母岩とする随伴関係が間接に生じたのであろう。ここに述べた鉄脈と地質との関係は、鉄床探査上留意すべきことの1つである。例えば大然別川上流で、酸性貫入岩類の小岩体が散見される附近は、鉄床賦存に適合した地質条件にあるところの1つと言える。そしてこの附近では、岩石は変朽安山岩化、貫入岩類による接触変質の他に、絹雲母化、黄鉄鉄の顯著な鉄染等の熱水変質を激しく受けており、また河

床の長い距離に亘つて褐鉄鉱が河礫を膠結している所がある。

稻倉石及び大江鉱山の精細は、各説の朝日及び小関両技官の記述にゆずるが、ここに両鉱山の鉱床を遠覽した比較を述べておく。両鉱山は相隣接した地区に位置し、それぞれの重要鉱脈群は概略同線上にあつて、同方向に走り、いずれも断層裂隙を充填したもので、広い意味で互いに鑑先の関係にある。従つて両鉱山の既開発部の中間地区は今後の重要な探査対象となつている。稻倉石の鉱脈は、菱マンガン鉱を主とし、硫化物は少いが、鉱脈の下部では多少増加する傾向がある。大江の鉱脈は閃亜鉛鉱、方鉛鉱、黄銅鉱等の硫化物が多く、菱マンガン鉱と量的にはほぼ匹敵する。鉱脈附近の地質は稻倉石では古平川累層の変朽安山岩及びその下位の綠色凝灰岩であり、大江ではそれより下位で、古平川累層が茅沼累層の流紋岩質岩類と漸移する部分であり、また附近には石英閃緑岩も露われる。同様の裂隙に胚胎された鉱脈でありながら、両鉱山で鉱石に多少の差異があるのは、地質の相違によつてわかるように、本源からの位置の差異に支配されたいわゆる帯狀分布を示すものであろう。

黒鐵々床は調査当時いずれも休山中で、観察することは出来なかつた。これも流紋岩質岩層中に分布し、既述の鉱脈は主に熔岩、綠色凝灰岩からなる所に現われるのに対し、黒鐵々床は附近に頁岩、砂岩等の水成岩層が発達する部分に所在する傾向がある。

金属鉄床として別に黑色酸化マンガン鐵床があり、これは泊累層下位にある粗粒玄武岩中に胚胎される。

非金属鉄床としては、茅沼累層の流紋岩質凝灰岩から変成されたベントナイト鉄床がある。

茅沼累層は茅沼に於て石炭層を挟有し、石炭には粘結する部分があつて、活潑に採炭される。炭砒の南東遙かに約8kmを距てる発足村リヤムナイ川附近にも、茅沼累層の流紋岩質綠色凝灰岩中に夾炭砂岩頁岩互層がある。この地では炭層は極く薄く、夾炭層の分布も小範囲であつて、經濟價値は無い。ここと茅沼炭砒との間は、まわりの新第三系山地に比べて、断層によつて落下したと考えられる発足平地が広い面積を占めて分布する。平地では扇狀地型の礫層の堆積を受けて、新第三系は露われていないが、平地北東側には茅沼炭砒東方に分布する流紋岩体と同時活動に属する流紋岩が分布する。従つてこの平地の礫層下に茅沼炭砒附近と同様な岩層が或は潜在するか否

かの、基盤の地質状態を解明することに経済上の興味が抱かれる。

2. 各 説

稻倉石鉱山 (朝日昇記述)

位置, 交通

本鉱山は函館北線に位置し、古平町大字沢江村に属する。函館本線余市の西方約28kmの古平町から南へ、自動車道路約13kmで鉱山事務所に達する。鉱石の搬出は山元から古平港まで13kmの索道、同港からは船積みによる。

沿革, 現況

本鉱山は明治18年に発見され同27年頃迄は金、銀鉱山として稼行された。その後、満俺鉱山として盛衰を繰返し昭和4年、鉄興社の経営に移り、我國有数の満俺鉱山となった。

昭和25年の粗鉱産出量は15,300吨で同年迄の満俺鉱合計生産量は30万吨以上に達し、昭和26年後半には毎月粗鉱2,500吨を産出している。

採鉱はMn分25%以上、脈幅60cm以上を対象として総て機械掘りによりシュリンケージ法、上向階段法、充填法及びこれらを併用している。

本鉱山最近出鉱量の95%を占める万盛脈群の坑道延長は合計9,800mに及び、主要坑道準以下130mの間に5本の水平坑道を設け採掘している。同地並以上地表迄120mの間では主として残鉱を処理している。金勢脈群の坑道は延長合計3,000mであり、南坑(万盛本坑地並下44m準で延長550mの通洞によつて連絡している)から上部160mの間の富良部を採掘している。奥稻倉石脈群の坑道は延長合計1,600mであるが現在採掘を中止している。

運搬は堅坑及び坑井により鉱石を主要坑道に集め、選鉱場まで蓄電車による。

選鉱場は1日粗鉱100吨を処理し得る重液選鉱施設が昭和26年4月に運転を始めた外、従来の設備として焙焼炉14基(1基容量23吨)があり、これによつてMn分38%以上の精鉱を出している。

昭和26年に於ける従業員総数280名で、月間消費電力量10万KWHである。

地 質

鉱山附近の地質は淡緑色の石英粗面岩質凝灰岩とその上に乗る変朽安山岩類、及び

これら両者を被覆する暗黒色の含角閃石・輝石安山岩からなるが、石英粗面岩質凝灰岩と含角閃石・輝石安山岩は地域の東部、稻倉石山の上に露われ、変朽安山岩類が地域の大部分を占めている。変朽安山岩類は局部的に薄い灰白色凝灰岩を挟む外、地域の西部では比較的厚い同質の集塊岩を挟んでいる。鉍床は変朽安山岩中に賦存する。変朽安山岩は一般に帯緑黒色であるが部分的に緑色或は緑灰色となる。帯緑黒色のものでは肉眼で2~3mmの輝石及び斜長石の斑晶が認められるが、緑色、緑灰色となつたものは肉眼で斑晶を認めず、外觀緑色凝灰岩様となり4mm以下の空洞をもつ場合がある。鏡下では流状構造を示し、斑晶の輝石は緑泥石に、斜長石は曹長石化し尙局部的に方解石に置換されており、石基は同種の斜長石、輝石よりなるが斑晶と同様な変質をしている。又稀に新鮮な0.5~1mm大の燐灰石を伴っている。空洞は方解石或は緑泥石に充たされるか或はその周壁は緑泥石に囲まれ、中心部に方解石が充している場合がある。黄鉄鉍の浸染は局部的に著しく多量となる。

地質及び鉍床構成上重要な構造は、坑内でよく観察出来る断層であつて、稻倉石山に沿い北西—南東（一般走向N70°W）に走る主要断層群と、これから派生する東北東—西南西性断層群がある。

鑛床

a) 賦存状態

鉍床は変朽安山岩の断層帯に形成された断層鉍脈で3群に分れて密集している。これ等は夫々万盛、金勢及び奥稻倉石脈群と呼ばれる。現在盛に採掘される万盛脈群は稻倉石川の北岸に北西—南東に延び、本坑脈と謂われる主要鉍脈から4條の大枝脈を出す外、これに平行する細脈及び本坑脈走向上に断続、雁行する鉍脈群からなる。万盛本坑口の南約500mにある金勢脈群の主要脈は、2條の平行細脈を伴い、東北東—西南西に延び、東部に於て万盛脈群と交叉する位置にある。奥稻倉石脈群は金勢脈群の南約500mに之と並行して走り、比較的優勢な鉍脈2條が数條の小並行脈を伴っている。

鉍脈と母岩との境には粘土及び母岩と鉍石の角礫があり、また脈中の鉍石も破碎されている事がある。又母岩には屢々鏡肌が発達し且つ水平に近い搔痕がみられる。この断層は主要脈、枝脈夫々に沿う北西—南東及び東北東—西南西性の走向逆断層である。両系統の断層は何れも傾斜殆んど垂直乃至波状をなして北或は南へ急に傾くが、一般傾斜としてはN70~80°で鉍脈に殆んど平行している。

各鉍脈の走向、傾斜、脈幅等は第2表の通りである。

第 2 表

鉍脈群名	鉍脈名	一般走向	一般傾斜	(m)		備考	
		N~°	°	確認 走向 方向	延長 傾斜 方向		
万盛脈群	本坑脈	60~75W	N75	500	250	0.3~3.0	雁行断続部を合せると走向延長約1km品質Mn33%± 品質Mn29%± 同上 同上 品質Mn25%±
	上盤脈	75W	S85	320	120	1.0~2.0	
	中" "	70W	N85	50	70	2.0~2.5	
	下" "	75W	N80	120	70	0.8~3.0	
	中坑脈	85W	N80	220	200	0.3~1.0	
金勢脈群	右金勢坑脈	70E	S85	320	160	0.3~1.2	品質Mn30%± 走向延長は断続部を含む 品質Mn35%± 品質Mn25%±
	左" "	75E	S80	350	120	0.5~2.0	
	通洞二号脈	70E	N80	60	60	0.4	
奥稻倉石脈群	右隆盛坑脈	80E	N80	100	100	0.5~1.5	品質Mn25%± 同上 品質Mn30%± 同上
	左" "	80E	N80	250	100	0.5~2.5	
	右朝日坑脈	80E	N85	190	90	0.3~1.0	
	左" "	80E	N85	210	80	0.3~0.6	

各鉍脈は地表近くの酸化帯では主として酸化満俺鉍よりなるが、不変帯では炭酸鉍物を主体とし石英及び各種硫化鉍物を伴っている。その分布状態は鉍脈群によって若干の相違がある。万盛脈群では局部的に、特に東部では石英が多く、深部では硫満俺鉍が著しく増加する。硫化鉍物は一般に盤際に多く且つ石英に伴っているが、石英の量に比例して増減することはない。奥稻倉石脈群は、万盛脈群に比較し方解石が著しく多く、満俺方解石脈に漸移する。金勢脈群はその鉍物分布上万盛と奥稻倉石両群の中間的性格をもち、その1号鑛は石英を主体として多量の硫化鉍物を伴っているが、その他の鉍脈は方解石に富み盤付きに厚さ30~40cmの方解石脈を伴う事もあり又局部的に多量の石英及び硫化鉍物を含む場合もある。

母岩の変質作用は鉍脈に近接した部分程著しく、広く行われた変朽安山岩化作用も鉍脈附近では著しく進展し、斜長石の方解石化もみられる。又この作用後に珪化作用が局部的に行われている。鉍脈に密接した母岩中には菱満俺鉍が細條或いは網状に発達している。母岩の変質と富鉍体との関連はみられず、富鉍体は大鉍塊をなしてい

る。

b) 鉍石

鉍石は大部分菱満俺鉍からなり之に石英、方解石、満俺方解石の外、硫化鉍物として多量の順に硫満俺鉍、黄鉄鉍、閃亜鉛鉍、方鉛鉍、黄銅鉍及び微量の濃紅銀鉍並びに輝銀鉍を含んでいる。菱満俺鉍には1 cmにも及ぶ鮮紅色の大晶をなすものと、桃灰色微晶質のものとなり、鉍脈の大部分は大晶質菱満俺鉍より成り、微晶質部は概して脈側に多いが細脈をなして大晶質部を切る場合もある。

鉍石の構造は縞状及び角礫構造が普通であるが晶洞及び輪状構造もある。縞は通例微晶質菱満俺鉍と石英の薄膜(厚さ2 mm±が普通)が重複したものであるが之等鉍物の外、方解石、硫化鉍物或は又中、細粒鮮紅色菱満俺鉍も縞状構造をつくりこの構造は時に同心的となる。角礫構造は珪化した母岩の角礫を細粒乃至微晶質菱満俺鉍が膠結したものと、細粒乃至微晶質菱満俺鉍片を珪酸が膠結したものとある。この内のあるものは輪状となる。晶洞には菱満俺鉍、方解石、石英が単独或は共に簇生している外、稀に針状の軟満俺鉍を含む場合がある。

c) 品質

珪酸に富む部分は金は殆んど痕跡に近いが、銀は1 厘中350瓦含む事がある。亜鉛、鉛等を標本的に10%近く、銅も2%に及ぶ部分があるが之等は例外で普通は微量である。硫黄は硫満俺鉍部では著しく多量であるが一般には数%である。主要成分の品質は第3表の様である。

第 3 表

鉍 石	品質(%)		試料採取箇所
	Mn	SiO ₂	
大晶質鮮紅色菱満俺鉍塊	44.41	2.44	万盛本坑脈第三坑
微晶質桃灰色 "	42.38	93.2	" 第四坑
硫満俺鉍塊(晶洞構造を成し石英方解石を含む)	38.03	16.24	" 第五坑
微晶質菱満俺鉍と石英との細かい縞状構造をなすもの	28.38	14.00	" 第二坑
微晶質菱満俺鉍と石英方解石との縞状構造をなすもの	23.46	12.78	" 第一坑
微晶質菱満俺鉍と石英との輪状構造をなすもの	21.38	27.27	" 本坑

大江鑛山（小関幸治記述）

位置，交通

本鉱山は大江村字然別村にあり，函館本線「しかりべつ」駅の北西々約5 kmに当る。同駅と鉱山間にはボンシカリベツ川に沿つて，平坦かつ良好な道路があつて，鉱石及び諸物資の運搬はトラックによる。また鉱山の両方には稻倉石鉱山があり，その間一條の山道を通ずる。

沿革，現況

本鉱山は明治23年に発見されて以来，大正の初までは然別鉱山と称し，主として金銀鉱床として稼行された。その後幾多の変遷を経たが昭和25年7月大江鉱業株式会社により満俺鉱山として再開され翌26年からは銀，鉛，亜鉛鉱をも産出して現在に至つている。

昭和26年の満俺粗鉱産出量は約14,000吨で同年までの合計生産量は約50,000吨以上に達し，昭和26年後半には毎月粗鉱1,500吨を産出した。一方，昭和26年6月からは銀，鉛及び亜鉛鉱をも採掘し，爾来6カ月間に銀26,800g，鉛37,620kg，亜鉛42,280kgを産出した。

本鉱山の坑道総延長約8,000mの中，現在入坑可能延長は約1,000mで，主要鉱脈である千歳脈，万歳脈及び百代脈は各通洞坑地並以下は水没している。現在は上記主要鉱脈の疎水坑道地並以上について残鉱を採掘しており，夏季は坑外にある貯鉱選別をも併行している。採掘方法は手掘りにより上向或は下向階段法並びに採掘跡両盤の良好部については盤返し法によつている。

従来の設備として焼炉36基（1基容量13～18吨）があり，その中10基を使用中であつて，これによりMn 28%以上の精鉱を出している。

昭和26年に於ける従業員数115名である。なお，本鉱山に就いては地質調査所の鉱物調査報告りに記述がある。

地質

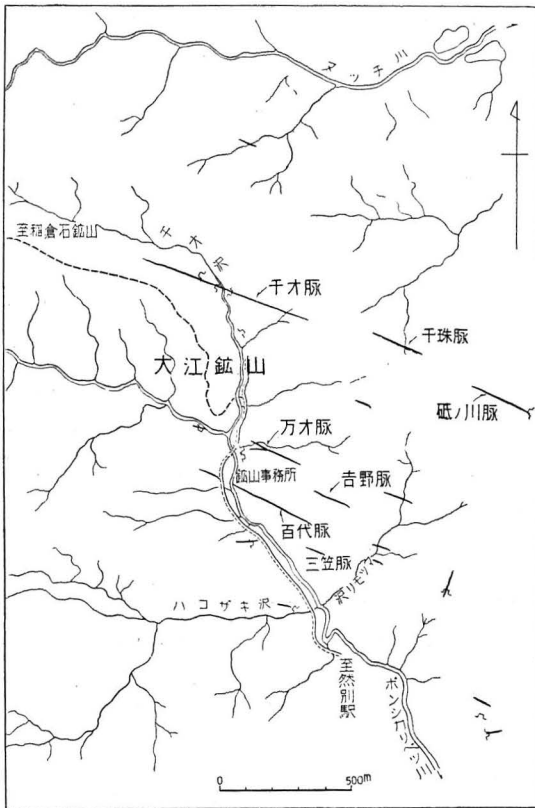
鉱山附近の地質は新第三紀層，沖積層，石英粗面岩，変朽安山岩，複輝石安山岩及び含角閃石・輝石安山岩より成り，そのうち新第三紀層が最も広く分布する。

新第三紀層は主として帯緑色の石英粗面岩質凝灰角礫岩及び同質凝灰岩より成り、上部には有孔虫を含有する黑色頁岩を見る。本層はその岩質、層序等からすれば西南北海道のいわゆる訓縫統(中新世)に当るものと思われる。その層理は一般に不明瞭であるが、ボンシカリベツ川上流地に於て稍々北々西南々東方向に延びる向斜及び背斜構造が認められる。沖積層は僅かにボンシカリベツ川及びムッチ川の沿岸に発達し、砂礫よりなる。石英閃緑岩は前記新第三紀層を貫きボンシカリベツ川の上流に露出し、又千歳立入通洞坑にも現われている。外観帯緑灰色、中粒完晶質で、鏡下に於ては石英が最も多く、斜長石がこれに次ぎ、有色鉱物としては普通角閃石及び少量の輝石が見られるが加里長石は認められない。斜長石はソーシユル石化し、有色鉱物は緑泥石化することが多い。石英粗面岩はマッチ川上流地に広く分布する外前記凝灰角礫岩及び凝灰岩中処々に岩脈状に点在し、その噴出は前述新第三紀層を構成する火山碎屑岩の堆積と略々同時期に属するものと思われる。外観帯緑灰色緻密で時に斑状を欠くこともあるが大部分は石英、長石及び有色鉱物の斑晶を有する。鏡下に於ては典型的な斑状構造を示し、斑晶として斜長石最も多く、斜方輝石、単斜輝石及び普通角閃石等がこれに次ぎ、稍々大型の石英を含む。有色鉱物の大部分は緑泥石化或は炭酸塩化している。石基は隠微晶質で石英及び絹雲母の小片を介在する。変朽安山岩は前記第三紀層を被覆し地域の東部に分布する。一般に暗灰色緻密な斑状岩であるが、所により集塊岩質、凝灰角礫岩質或は凝灰岩質を呈する。概して変朽安山岩化作用を受けているが、特に分布地域の南半部はその程度が一般に著しい。斑状岩を鏡下に検すれば、ボイキリチック構造を示す石基中に斑晶として変質した斜長石輝石の形状を残すものである。複輝石安山岩はハコザキ沢中流南部から南へ可成りの拡りを以て新第三紀層を被覆して分布する外、岩脈状に点在する。本岩は次記含角閃石輝石安山岩との新旧は詳かに出来ない。外観帯緑暗灰色緻密斑状岩で、鏡下に於ては玻璃基流晶質構造を示す石基中に斑晶として斜長石、単斜輝石、斜方輝石を含有する。含角閃石輝石安山岩は地域の北西部稻倉山を構成し、美麗な柱状節理を示して前記新第三紀層を被覆する。外観暗灰色の緻密斑状岩で、これを鏡下に検すればボイキリチック或は隠微晶質構造を示す石基中に斑晶として斜長石、斜方輝石、単斜輝石、普通角閃石、石英を点在する。

鑛床

a) 賦存状態 (第2図参照)

鉞床は石英粗面岩質凝灰角礫岩及び変朽安山岩中の裂罅を充填する鉞脈で、現在までに50條余りが知られているが、その中主要なものは千歳脈、砥ノ川脈、万歳脈、百代



第2圖 大江鉞山鉞床分布圖

脈、千珠脈吉、野脈及び三笠脈等である。これら鉞脈の走向は一般にN50°W乃至S50°Wに亘り、70°以上の急傾斜をなすものが大部分である。本地域の鉞床はその脈石鉞物から概観すれば石英脈及び菱マンガン鉞脈の複成鉞脈で、金銀を含有し、石英脈には少々多量の銅、鉛、亜鉛鉞物を伴う。鉞脈は主として角礫状鉞及び縞状鉞より成り、非常に多くの中石を含むことを特徴とする。又、鉞脈は石英のみからなるもの、これに硫化鉞物及び菱マンガン鉞を伴うもの、或は菱マンガン鉞が特に多量に晶出したもの等種々

雑多であるが、鉞脈の上部酸化帯では黒色又は暗褐色となることが多い。

鉞床と母岩との境界は一般に明瞭で、鉞床生成後の走向断層で接し粘土質物を伴うことが多く母岩には屢々鏡肌が発達して水平に近い擾攘が見られる。

各主要鉞脈の走向、脈幅等は第4表の通りである。

第 4 表

鉱脈名	一般走向	一般傾斜	確認走向延長 (m)	確認傾斜延長 (m)	脈幅 (m)	品位 %Mn	備 考
千歳脈	N60°~ 70°W	75°~ 80°SW	800	154	0.7~3 (最大19)	30	現在0m坑及び上30m坑で残 鉱処理中
万歳脈	N60°~ 70°W	70°SW	250	156	0.3~1 (最大3.5)	20	〃本鍾は探掘中止, 分枝脈に 於てCu, Pb, Zn鉱を探掘中
百代脈	N60°~ 70°W	75°~ 85°SW	560	120	0.5~1.5	25	〃探掘中止
砥川脈	N65°~ 70°W	75°SW	?	?	0.3~4	?	〃〃千歳脈と連絡すると 云う。

本地域の各鉱脈を通覧するに、鉱床生成前の裂罅系としては N50°~80°W系及びN50°E系 (E~Wに近くなることもある) の2系統があり、前者を充す鉱脈は走向延長が著しく長く、脈幅が比較的大で主脈 (例えば前記主要脈) をなすが、近接した平行脈が比較的少数であるのに反して、後者を充すものでは走向延長が比較的短く、脈幅が小で且つ膨縮分枝が著しく、前者の分枝脈 (例えば万歳主脈) をなす。又、前者では比較的中石を含むことが多く且つ菱マンガン鉱を主体とするに反して後者に於ては硫化物を伴う石英脈を主体として菱マンガン鉱が一般に少い。これを要するに前者は断層に基因する裂罅であり、後者はこれに伴う張力裂罅群に相当するものと思われる。

母岩の変質は、既に地質の項で述べた様に、地域の東部に分布する変朽安山岩の南半部すなわち既知鉱脈群を含む地域に於ては、一般に程度が強い。又、鉱床生成に直接関係があると思われるのは珪化作用及び炭酸塩化作用であつて絹雲母化作用は殆んど認められない。

b) 鉱石

鉱石鉱物は大部分石英及び菱マンガン鉱よりなり、これに方解石、重晶石の外、硫化鉱物として多いものから閃亜鉛鉱、方鉛鉱、黄鉄鉱、黄銅鉱があり、少量の輝銀鉱及び四面銅鉱を伴う。これらの諸鉱物の晶出順序は概括的に見て2期に分けられ、先づ主な硫化鉱物を伴う脈石英が晶出し、次いで多少の硫化鉱物を伴う脈菱マンガン鉱の晶出が行われた。菱マンガン鉱は薄薔薇紅色で径0.1~0.5cmの結晶をなすものと、薄桃色微晶質のものがあり、鏡下に於ては共に石英と密雑するのが常である。鉱石中

の菱マンガン鉱の大部分は微晶質のものであつて稻倉石鉱山産のものに比して美しさを欠く。又、酸化帯では黒色又は暗褐色となり、一部表土中に土状を呈するものもある。

本鉱山の鉱石に普通な構造としては角礫構造、縞状構造、晶洞構造で、一部輪状構造を示すこともある。縞は通例薄薔薇紅色細粒菱マンガン鉱、薄桃色微晶質菱マンガン鉱及び石英の薄膜が重複するものが多いが、その他硫化鉱物もこれに加わる。角礫構造及び輪状構造では珪化した母岩或は主な硫化鉱物を伴う脈石英の角礫を中心として或は角礫状に或は輪状に前記鉱石鉱物が膠結したものである。晶洞中には菱マンガン鉱、石英、方解石、重晶石及び黄鉄鉱等が単独或は相伴つて良品をなし又は葡萄状に簇生する。

c) 品位

鉱石の品位としては金は痕跡に近いものであるが銀は一般に 100g/t 程度を含有する。採取試料について主要成分の含有量を示せば第 5 表の如くである。

第 5 表

試料	採取箇所	採取幅 (m)	品位 (%)				
			Mn	Pb	Zn	Cu	SiO ₂
薔薇色細粒菱マンガン鉱 及び同酸化マンガン鉱	千歳脈西露頭	0.45	29.76	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
淡桃色微晶質菱マンガン 鉱	千歳脈上30m坑	4.5	14.21	n.d.	n.d.	n.d.	51.70
同上手選鉱塊	〃 〃	—	29.38	n.d.	n.d.	n.d.	18.53
所謂マンガン土	千歳沢	—	36.45	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
淡桃色微晶質マンガン鉱	万歳脈0m坑	3.4	19.79	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
薔薇色細粒菱マンガン鉱 及び同酸化マンガン鉱	百代脈0m坑	1.3	25.89	5.57	8.34	0.25	n.d.
銅、鉛、亜鉛塊状鉱	千歳脈西露頭	0.6	11.16	8.58	11.95	0.30	n.d.
〃 〃 角礫状鉱	〃 〃	1	11.60	3.92	3.15	0.41	n.d.
(上手選銅、鉛、亜鉛塊状 銅、鉛、亜鉛塊状鉱	〃 上30m坑	—	n.d.	22.49	17.49	3.91	n.d.
銅、鉛、亜鉛塊状鉱	万歳分枝脈	0.6	8.18	35.08	8.54	0.20	n.d.

余市鑛山

本鉱山は図幅北東隅にあり、余市町から平坦な自動車道があり、交通便である。鉱

床は流紋岩及び凝灰岩中の黒鉱々床である。別子鉱業会社が経営するが現在は坑内作業は全く休止中で鉱床の状態は観察出来ない。選鉱場を新設して、北隣区幅にある同社経営の湯内鉱山の鉱石を処理する。鉱床に関しては木下龜城¹⁾の記載がある。

神 惠 内 鑛 山

本鉱山は区幅北西隅に位置し、鉱床は黒鉱型である。地質は茅沼累層であるが、この附近では流紋岩、凝灰岩の他に砂岩、頁岩等の水成岩が、本累層としてはかなりよく発達する。なお変朽安山岩、玄武岩等の岩脈もみられる。鉱区は別子鉱業会社が所有するが、現在は休山中で、坑内は全く観察不能であり、鉱山附近1 kmには道路すらも無い。

以下根本忠寛技官の蒐集した資料によつて記述する。約40年前少しく坑内採鉱が行われたことがあり、当時の鉱体は、珪化した緑色凝灰岩が上盤の安山岩に接する附近に横わつていて、長さ20m、厚さ6 m、幅不明であつた。鉱石は銅・鉛・亜鉛鉱であつて、その銅品位は2%内外であつたという。昭和13年11月から約3年間住友鉱業会社にて従業員7~8名で探鉱された。また昭和15年頃電探を実施し、その結果硬質頁岩中に延長31mの立人坑道を掘進したが、頁岩中に幅2 mに亘り少しく銅を含む黄鉄鉱が鉱染するのが得られたのみで、遂に探鉱を中止し、現在に至つた。

別に鉱床に関する記載を木下龜城²⁾が行つている。

玉 川 鑛 山

本鉱山は茅沼炭鉱上流の玉川畔に位置する。かつて帝國鉱産会社によつて稼行され、南方海岸附近の旧発足に選鉱場を設け、記録によれば昭和16~18年頃、金銀銅鉱の産出があつたが、現在は休山中で、施設は全く荒廢し、鉱床を観察することは出来ない。

聞くところによると、鉱床は礫岩と安山岩質岩との境附近に位置する鉱脈で、前鑛(幅0.45m、品位Cu0.7%、Zn3%)、本鑛(延長650m、幅1.5~2.0m、品位Cu0.6%)及び2号鑛の脈があり、走向N70°Eを示した。鉱脈は礫岩中では膨縮常無く、安山岩質岩中では安定して品位も比較的良好であつた。なお附近の礫岩の西限には、坑

1) 木下龜城(昭和14年)、(昭和19年) 2) 木下龜城(昭和14年)、(昭和19年)

内で断層（走向N60°W）が見られ、流紋岩と境していたという。

稲穂鑛山

鉱床は図幅南東部に位置する。附近の地質は輝緑岩状の粗粒玄武岩及び流紋岩である。黑色酸化マンガン鉱を小規模に採掘中である。

茅沼炭砒（青柳信義記述）

位置、交通

本炭砒は図幅南西部の郡泊村字茅沼にあり、國鉄岩内線の終点岩内駅の北方直距約8軒に位する。岩内駅と本炭砒とのほぼ中間にある旧発足迄岩内駅から専用線が引込まれ、また岩内駅から発足を経て北走する海岸道路を利用して神恵内までバスが通じ、茅沼まではバスで約40分で達することができる。交通はやや便利であるが、冬期間は猛吹雪の日が多く交通機関はしばしば杜絶する。

沿革、現況

本炭砒は安政3年伐木のため入山した一漁夫によつて発見された。其後幕府の依囑を受けた外人技師によつて本炭砒の開発が初められたが戊辰の役の勃発のために、本砒の事業も一時休止となり、明治2年事業再開と共に海岸鉄道を敷設し、同6年「ライマン」其他が炭層賦存全域の調査を終えると共に採掘は盛んになった。しかし明治16年に茅沼炭山官業廃止により事業は一時中止された。其後幾多の変遷を経て昭和5年茅沼炭砒株式会社の経営する所となり事業は本格化して岩内迄架空索道が建設され、昭和15年には日本特殊コークス会社と合併、茅沼炭化砒業株式会社茅沼砒業所と改称、第3斜坑を開坑し、同16年に着手した発足岩内間の専用鉄道は21年秋運輸を開始するに至り、終戦後の混乱期を経て今や本炭砒の粘結炭は製鉄用コークス原料炭として重視されるに至つた。

茅沼砒業所は事務所を茅沼川の上流約3軒の点に置き、1,000余名の従業員を使用し、月産1万醜内外を出炭している。昭和26年における月別出炭高は次の通りである。

月 別	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月
出炭高(醜)	9,100	8,500	9,000	7,900	9,400	9,000	9,500	9,100	9,500	10,000
実働人員(人)	1,020	1,025	1,032	1,009	1,024	1,068	1,041	1,038	1,039	1,051

調査当時の主要出炭坑は第三水平坑，第三斜坑，第二斜坑の3坑で主なる採掘炭層は，二番層，三番層，四番層，五番層および六番層である。本炭坑の石炭は後述するように区域によつて炭質が異り粘結性を異にするので，選炭に際しては未選ポケットを非粘結炭の二坑用と強粘結炭の三坑用とに分け，それぞれ選炭の上，選炭場より架空索道によつて専用駅発足まで送炭される。この間約4軒である。先に選炭場一発足駅間を墜道によつて連絡し電車による運炭計画が立てられたが，資金難のため墜道開鑿は事業半ばで中止されたままになっている。

地質¹⁾

茶津綠色凝灰岩層は茶津の沢および大工の沢の上流に分布し石英粗面岩を被覆する。本層の走向，傾斜は茅沼川上流においてN18°E, W40° 大工の沢においてはN54°E, W24°を示す。本層は主として綠色凝灰岩よりなり，凝灰岩および珪質頁岩を挟む。

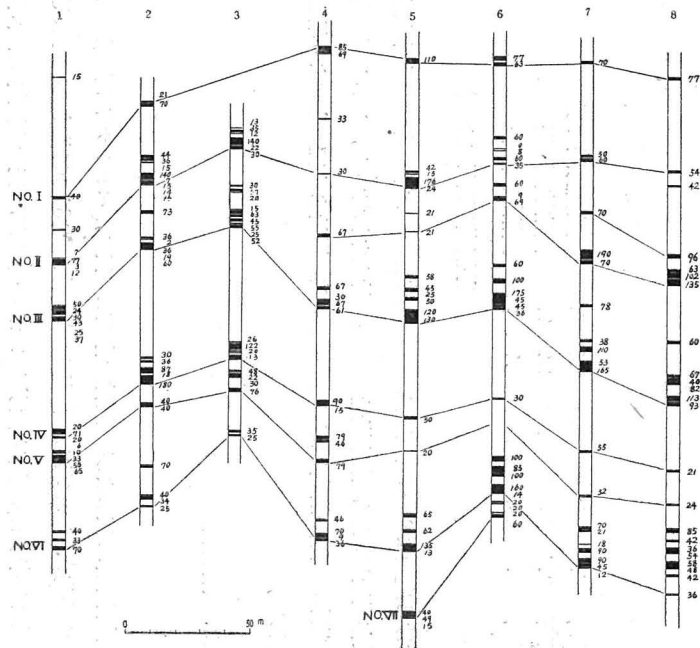
茅沼夾炭層は小沢の上流より茶津の沢に亘つて帶狀に露出し，茶津綠色凝灰岩層を整合に被覆する。本層の走向，傾斜は小沢においては概ねN25°W, W35°，茅沼川においてN8°E, W35° ±を示す。本層は泥岩，砂岩を主とするが時に凝灰岩を伴い，またベントナイト質頁岩を挟有する。6～7層の炭層を胚胎する。

古鋪礫岩層は泊川，小沢および茅沼川中流に露出する。小沢以北においては石英粗面岩を被覆し，小沢以南においては茅沼夾炭層と接する。本層は主に礫岩よりなり，砂岩，凝灰岩および泥岩を挟有する。礫岩は石英粗面岩の拳大乃至人頭大の円礫を主とし，安山岩，綠色凝灰岩および粘板岩の拳大の円礫を従とする礫を凝灰質物で膠着されたものである。小沢の本層中から *Pecten* sp. を産する。

玉川泥岩層は古鋪礫岩層の上位に帶狀に分布し灰白色乃至青灰色の凝灰質泥岩で *Cyclammina* を産する。本層の走向傾斜は小沢において，N35° W, W13°～35°，茅沼川においてN26° W, W30° ±であるが茶津の沢においてはN70°W, SW30°である。

小沢互層は炭田中央部に広く分布する砂岩，泥岩および凝灰岩の互層で下部泥岩に富み上部は次第に砂岩を増し，泥岩は10厘内外の薄層ととし挟在するに至る。凝灰

(1) 本記述の茶津綠色凝灰岩層，茅沼夾炭層，古鋪礫岩層は地質圖幅上の茅沼層の綠色凝灰岩層，夾炭砂岩頁岩互層，礫岩層に，また玉川泥岩層，小沢互層，磁井互層，泊集塊岩層は泊果層の下部砂岩頁岩互層，頁岩層，上部砂岩頁岩互層，集塊岩層に，それぞれほぼ相當する。



第4圖 茅沼炭田模式地質柱狀圖

時代	地層名	柱狀	層厚m
才四紀	沖積層	沖積地堆積物	5~10
	洪積層	砂丘堆積物	3~15
新 才 三 紀	鮮 新 世	泊集塊岩層	350±
		淀井互層	150~170
	中 新 世	小沢互層	250±
		玉川泥岩層	100~200
		古鋪砂岩層	200±
	世	茅沼夾炭層	70~200
		茶津綠色凝灰岩層	150~500

第3圖 茅沼炭礦炭柱圖

1. 第三水平坑 2. 三坑一片立入 3. 三坑一片退轉立入
 4. 四片第二斷層附近 5. 二坑三半片第二立入和よび鑿道 6. 二坑三半片第三立入 7. 二坑五片第四立入 8. 二坑三片第五立入

岩は灰緑色を呈し石英粗面岩質である。

澁井互層も泥岩、砂岩および凝灰岩の互層であるが、小沢互層と異なることは凝灰岩、砂岩とも安山岩質となり、砂岩は暗褐色を呈するに至る点である。

泊集塊岩層は本炭田の西部海岸および掘株台地に広く発達する。本層は輝石安山岩の角礫（直径5～30糎）よりなり、時に砂岩を挟有するところがある。

以上の外に玉川泥岩、小沢互層および澁井互層の分布区域にみられる粗粒安山岩岩床と坊主山（標高229.4m）周辺にみられる角閃石安山岩の岩株とがある。

石 炭

炭層は茅沼夾炭層中に胚胎され炭丈30cm以上のもの6～7層あるが、現在主に採掘されているのは二番層、三番層、四番層、五番層および六番層である。炭丈、炭層の変化状況は炭柱図を参照されたい。炭種は低度瀝青炭に属し炭田南部においては非粘結であるが、北方に進むに従つて粘結性を増し第三水平坑のものは強い粘結度を示すに至る。本炭砒の石炭の分析結果は次のようである。

区 域 別	水分	灰分	揮発分	固定炭素	発熱量	コークスの性状
二坑区域	5.27	26.39	31.74	36.60	5,171	微粘結膨脹せず
一坑区域	0.44	15.89	30.92	52.75	7,480	強粘結強膨脹
三坑区域	0.50	18.46	26.30	54.74	7,132	強粘結強膨脹

（茅沼炭砒資料による）

既往の調査における炭量は3～7千万噸と発表されて居り、昭和22年の齋藤林次氏の調査では確定残存炭量630万噸、推他炭量395万噸と計上されている。しかし調査当時小沢において実施中の試錐が着炭した事実から本炭砒の炭量は上記のものより増加するものと考えられる。

ベントナイト鑛床（青柳信義記述）

位置、交通

茅沼炭砒南東の泊村茶津の沢および発足村通称大工の沢に、ベントナイト鑛床がある。前者は茶津の上流約2.5kmに位し、後者は発足の北方約3kmに位する。それぞれ茶津あるいは発足より辛うじて馬車を通ずることができるが、交通運搬共にやや不

便である。

沿革, 現況

茶津ペントナイト鉱床は昭和11年以来中原國登によつて採掘され、最高月産300匁を記録したこともあつて、既採掘量約1.5万匁に達するという。現在は北海道ペントナイト鉱業株式会社によつて経営され、従業員10名を使用して小規模に採掘している。10～12匁(24時間)処理可能な乾燥場1棟と現場詰所1棟がある。月産100匁の生産を目標としている。乾燥した鉱石は岩内渡し、匁当たり2,500～3,000円で販賣されるという。

大工の沢ペントナイト鉱床は昭和10年頃より米田某によつて採掘されたが調査当時

第 6 表

名称	鉱種	位置, 交通	地質, 鉱床	鉱石	現況その他	文献
西玉川	銅	泊村盃川中流 盃部落から馬車道がある	石英閃緑玢岩中の 緑脈, 石英閃 緑岩は一帯に亘 つて劇しく変質 を受けている。 幅70cm, 延長100m	黄鉄鉱, 黄銅鉱, 緑泥石, 石英, 品位 Cu0.6%と 言う	昭和18年頃試 掘, 鍾押坑道 2本 休業中 斎藤嘉市郎	
國満	銀	泊村玉川上流 岩平峠西側	花崗閃緑岩中の 鉱脈	不詳	戦時採掘のみ	
発足	鉛 亜鉛	発足村旧発足 馬車道を通じ る	石英閃緑岩の周 辺部にある斑 岩, 角閃岩中の 鉱脈	方鉛鉱, 閃亜鉛 鉱, 黄銅鉱, 黄 鉄鉱, 石英	試掘中 坑道2つがあ る	
ヤチナイ沢	鉛, 亜 鉛, マ ンガン	発足村ヤチナ イ沢上流, 歩 道があるのみ	石英閃緑岩中3 個所に鉱脈があ る。	方鉛鉱, 閃亜鉛 鉱, 黄銅鉱, 菱 マンガン鉱, 石英	休業中	
岩平	銅, 鉛 亜鉛	古平町岩平峠 東側の沢畔, 発足村から歩 道がある	石英閃緑岩に接 する附近の変 安山岩中の 脈	黄鉄鉱, 黄銅鉱, 閃亜鉛鉱, 方 鉛鉱, 石英	昭和18年頃試 掘した旧坑1 がある	
たいしゅう 大周	鉛, 亜鉛	大江村大然別 沢上流北岸。 然別部落から 約5km 歩道 がある	石英閃緑岩に貫 かれやや接触 質を受けた変 安山岩中にある 脈。幅約30cm	方鉛鉱, 閃亜鉛 鉱, 石英を主と し, 黄銅鉱, 閃 亜鉛, 少量の菱 鉄鉱, 少量の菱 マンガン鉱を伴 う	昭和18年頃試 掘した。現在 は2.3名にて 探鉱中	
ルベシベ	金, 銀 硫化鉄	大江村ルベシ ベ中流自動車 道がある	流紋岩, 礫岩及 びその間を貫 く安山岩。脈 は数個所に知 られる	黄鉄鉱, 石英を 主とし, 少量の 黄銅鉱, 閃亜鉛 鉱, 方鉛鉱, 菱 マンガン鉱を伴 う	活潑に稼行さ れたことがあ るが長く休山 し, 人坑不能 最近旧坑取開 けを開始	大日方 順三 (明治44)

は事業を休止していた。

賦存状況

茶津の沢鉱床および大工の沢鉱床は、共に夾炭層の基盤をなしている緑色凝灰岩中に胚胎される一連の鉱床と考えられる。

茶津の沢鉱床は緑色凝灰岩中に不規則塊状に良鉱部を存する。鉱石には白色のものと黝白色のものがあり後者がやや品質が優るといわれる。

その他の鉱床

以上の他、図幅内には地質図に示したように、旧坑または試掘中の鉱床が多数ある。主なものを第6表(前頁)に記す。

(昭和27年2月稿)

文 献

大日方順三, 渡島國及び後志國鉱床調査報文。鉱物調査報告, 第6号(明治44)

帷子二郎, 北海道赤井川カルデラに就いて。地理学評論, 第2卷(大正15)

鈴木達夫, 後志國茅沼炭田調査報文。鉱物調査報告, 第37号(昭和5)

長尾巧, 佐々保雄, 北海道西南部の新生代層と最近の地史。地質学雑誌, 第40卷(昭和8), 第41卷(昭和9)

根本忠寛, 余別岳図幅, 同説明書。(昭和17)

木下龜城, 本邦の金属鉱床, 第3卷, 本邦の黒鉄々床。日本學術振興會編, 丸善發行, (昭和19)

木下龜龜, 北海道の黒物鉄床。九州鉄山学会誌, 第10卷, 第10号(昭和14)

斎藤林次, 北海道茅沼炭田茅沼地区調査。地質調査所月報, 第1卷, 第3号(昭和25)

(完)

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale, 1 : 50,000



KAYANUMA
(Sapporo-18)

By

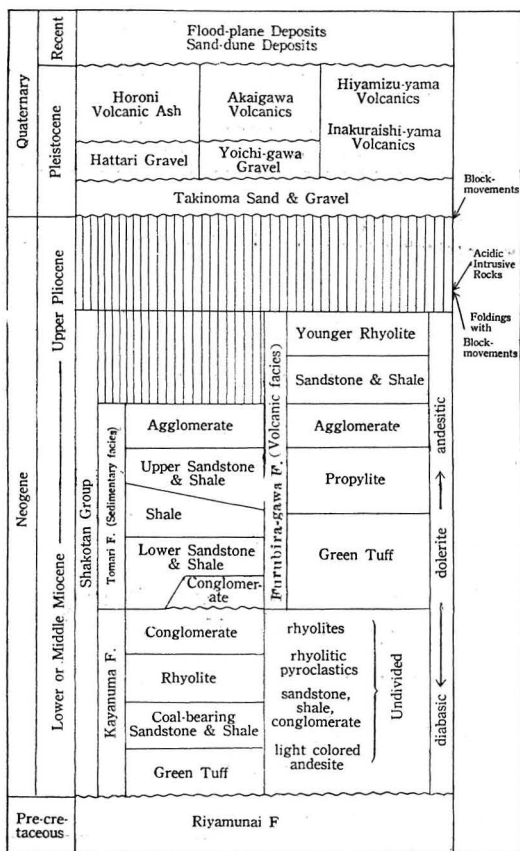
MASATSUGU SAITO, FUJIO UEMURA
AND ATSUSHI ŌZAWA

(Geological Survey of Japan)

Résumé

GEOLOGY

The area is located at the root of the Shakotan Peninsula projecting into the Japan Sea in the Southwestern Hokkaido. Geologically, the area is covered almost wholly with the younger tertiary and the quaternary, both of them being rich in volcanic materials, representing the characteristic feature in the Inner Side of the Northeastern Japan. The geological classifications in the area and their successions are summarized on Tb. I; as to the composing rocks in each geological unit the reader should refer to the explanation columns attached on the sheet map.



Tb. I

Pre-Cretaceous

Riyamunai Formation

It is correlated from lithological point of view to the Pre-Cretaceous widely known in the Central Hokkaido and reveals the pre-tertiary basement of the area, though it is observed only in the limited outcrops in the southern part.

Younger Tertiary

The younger tertiary comprises the Shakotan Group and the Acidic Intrusive Rocks.

Shakotan Group

The group in this map ranges probably from lower or middle miocene to early pliocene in age as compared with the tertiary known in the Southwestern Hokkaido and apparently shows a cycle of sedimentation on rock facies. It contains, however, rather inferior amount of normal sedimentary rocks, but is rich in volcanic rocks and pyroclastics, indicating the accumulation to have been powerfully influenced by subaqueous eruptions. Consequently, the lateral change of rock-facies and the variation of thickness in strata are conspicuous. Generally speaking, the volcanism commenced with acidic rocks, followed by basic to intermediate ones, although there were some irregularities. Major parts of the volcanic materials have suffered the alterations such as propylitization, silicification, impregnation of pyrite and, particularly, alteration to the so-called "Green Tuff" prevalent in the lower part of the younger tertiary in the Inner Side of the Northeastern Japan.

Kayanuma Formation. — It is designated in the group for the lower half where the volcanic constituents are generally of rhyolitic character and denotes the beginning stage of the Shakotan transgression on the sedimentational facies including coal seams and plant fossils. Rhyolites appear in the forms mostly of lava and partly of dike or sheet, and are heterogeneous in texture and variable in color. They are mostly biotite rhyolite or partly hornblende-biotite rhyolite. Pyroclastics are rhyolitic, and light green or white in color; tuff is occasionally bentonitic. Shale is siliceous or rhyolitic tufaceous and partly muddy, always having fine rhythmical stratifications. Sandstone is tufaceous and conglomerate is almost wholly of rhyolitic material in its pebbles as well as cementing matrix.

The following four Members can be classified in the environs of the Kayanuma Coal-mine. The lowest part is the Green Tuff of rhyolitic character, which is covered in transitional relation with the Coal-bearing Sandstone & Shale, and these are cut and overlaid by the Rhyolite, which is of subaqueous eruption contemporaneous with the sedimentation and represents a violent eruption at the close of the Kayanuma rhyolitic activities. The next member is the Conglomerate. From the lava-dome of the Rhyolite abundant debris were supplied, then somewhat water-worn and accumulated as volcanic conglomerate directly upon the Rhyolite, extending also over the surrounding sedimentational floor but not so far from the lava-dome. Away beyond the area disturbed by this rhyolite eruption and the subsequent conglomerate accumulation normal sediments were steadily deposited from the Kayanuma to the upper formation. The Conglomerate, therefore, does not mean any crustal movements and time-hiatus, but is an abnormal product caused by a local volcanic eruption.

These classifications established at the type-locality can not be easily applied to the Kayanuma Formation in other parts of the map due to the scarcity of available thick sediments and abundance of rhyolites and pyroclastics in a complicated manner of accumulation. So, in these parts of the map roughly lithological distributions are only presented, depending upon the relative amounts of rhyolites, pyroclastics and detrital sediments. The rhyolite with large phenocrysts seen in the northeastern part is hornblende-biotite rhyolite with no potash-feldspar in phenocrysts and is of the latest eruption in this part. The light colored andesite is meta-andesite and greyish white in color resembling to rhyolite on the field appearance, but with no quartz. It is covered with the main part of the formation which is rhyolitic in nature. The rhyolite with groundmass of trachytic texture is usually non-porphyritic and appears in small dikes.

Tomari Formation. — It occupies the upper half of the Shako-

tan Group and is conformable or locally unconformable to the Kayanuma Formation. It is divided into the following Members from lower to upper: Lower Sandstone & Shale, Shale, Upper Sandstone & Shale and Agglomerate. Sedimentary rocks are dominant constituents except in the uppermost member and advanced stages of the transgression, followed by a little regressive feature in the upper horizon, are conceivable from the sedimentational facies. The formation contains more or less amounts of volcanic materials as lava, contemporaneous sheets or dikes, pyroclastic layers, as well as tufaceous constituents of sedimentary rocks. They are, on the whole, doleritic in the lower members and andesitic in the upper, these characters being one of the principal means to discriminate the formation from the Kayanuma of rhyolitic character. The dolerite occurs commonly in thin sheets or lava in sedimentary strata, but in the southeastern part of the map it attains to great thickness, the lower part changing somewhat to diabasic and mutually intervening with rhyolite bodies: the dolerite, in part, seems to be extruded simultaneously with rhyolitic volcanics of the Kayanuma Formation.

Where the Conglomerate is absent, the Coal-bearing Sandstone & Shale of the Kayanuma Formation is continuous and is largely of the same character in the sediments to the Lower Sandstone & Shale of the Tomari; the discrimination between them relies whether the rhyolitic pyroclastics are practically present or not. In some cases it also serves for the discrimination that shale included in the former formation is more siliceous or cherty than that in the latter. The Shale consists predominantly of shale which is hard in the lower horizon and softly muddy in the upper horizon. It is black and turns greyish white on weathering, always shows rhythmical stratifications, frequently contains cherty or marly nodules, sponge spines and occasionally diatoms. The Upper Sandstone & Shale is wholly tufaceous. Near Tomari on the western shore in the map the andesitic intercalations of this member

have a tendency to swell up northwestwards becoming the Propylite body shown in the neighbouring "Yobetsudake" sheet Map (scale 1:100,000, published in 1942). The regressive feature manifested in this member from the Shale is believed to have been caused by the increasing supply of the volcanic materials rather than by regional upheaval movements. The Agglomerate is mostly of andesitic agglomerate. In large parts the rocks are nearly fresh without notable alterations.

At the basal part of the Tomari Formation distributed on the slope to the west of the Yoichigawa River conglomerate is intercalated in sandstone and shale, local unconformity on the rhyolite of the Kayanuma Formation being actually observed. This conglomerate-bearing horizon yields plant fossils as follows:

Metasequoia japonica (Endo)

Acer cfr. *subpictum* Sap.

Furubira-gawa Formation.— This formation has andesitic volcanics as its overwhelming constituent and the volcanism is largely subaqueous, as sedimentary layers occasionally intercalate in volcanics. The formation directly covers the Kayanuma usually on the opposite limbs to the Tomari distributions and is simultaneous in time, but different in facies in relation with the Tomari. The Furubira-gawa is a volcanic facies accumulated near the volcanic centers, while the Tomari represents a sedimentary facies deposited in the area remote from the volcano. The volcanic materials in the Tomari are much different in amounts, but similar in characters to those in the Furubira-gawa.

The following Members are classified. The Green Tuff includes fine grained and brecciated pyroclastics with subordinate volcanic rocks, all of them being of basic to intermediate character and remarkably undergone the green alterations. Where it covers the pyroclastic parts of the Kayanuma Formation such as seen near the Ōe Mine, andesitic and rhyolitic materials intermingle in each other on the bordering horizon, indicating that these two kinds of ex-

plosions are successive without a gap in time. In some parts, this member is represented by the conglomerate with andesitic boulders which gradually turns in the lower horizon to the rhyolitic Conglomerate of the Kayanuma. The Propylite is made up of lava which is intercalated, in a considerable amount, with tuff beds in the lower horizon and with agglomerate layers in the upper horizon. The main part of the lava is obliterated in textures and in mineral compositions, especially in ferromagnesian constituents, due to the propylitization, but the original rocks are inferable on relatively unaltered specimens to be partly basaltic or dacitic, while chiefly andesitic; among andesitic rocks pyroxene andesites are likely predominating, the remainder being hornblende andesite. The Agglomerate is generally andesitic and is incessantly interbedded with lava seams in the lower horizon. The propylitic alteration is still remarkable in the lower horizon, but it is so weak in the upper horizon that the rocks are fresh, fairly resembling to those in the Agglomerate of the Tomari Formation.

The propylite body near Tomari shown in the neighbouring sheet map, which is believed, as mentioned above, to be in the same horizon to the Upper Sandstone & Shale of the Tomari Formation, is identical to the Propylite of the Furubira-gawa in the lithological characters as well as in the stratigraphical position. So these two members of the different formations may be nearly synchronous. And, the same body of the Agglomerate on the Upper Sandstone & Shale of the Tomari directly covers the propylite in the neighbouring map in similar relation to that widely observable in the Furubira-gawa domain. Consequently, it is quite possible that the Agglomerates in the both formations are of the same time, indicating an omnipresence of violent explosive actions all over the district at this time of the younger tertiary.

The Sandstone & Shale is, in this formation, a singular member chiefly composed of sedimentary beds; whereas other members are largely volcanic. It occurs in separated several localities, al-

ways covering the andesitic members. The relation of this member to the underlying ones seems to be apparently conformable in some places or unconformable in others and the constituting rocks are slightly different in relative amounts by localities. The field observations are, however, insufficient at present.

The Younger Rhyolite is detected only in two small occurrences. One is in the northwestern part of the map where the rhyolite lava with subordinate pyroclastics covers the Sandstone & Shale in an apparently conformable relation. Another occurrence is in the central part where the rock appears in a thin sheet-like body in the Propylite.

Structure of the Shakotan Group. — The prevailing structures are displayed with gently wavy foldings. The time of the foldings might be after the depositions of all members appearing in this map, as no special differences are conceivable on the intensity of the foldings between in lower and upper horizons of the group. A prominent crustal movement before the upper pliocene sediments has been informed in the Southwestern Hokkaido and to this movement the foldings in the present map are assumed to be attributed from a generalized geological standpoint, though the upper pliocene is absent in the map. Accompanying to the foldings some block-movements are also conceivable.

Acidic Intrusive Rocks

The typical rocks are quartz diorite, quartz diorite porphyrite and quartz porphyry, of which ferromagnesian minerals are hornblende and biotite, in common. These rock types are frequently in transitional relation, being heterogeneous even in a single body from acidic to intermediate in character or plutonic to hypabyssal in structure. They intrude into the Shakotan Group in the form of stock or dike, accompanied with contact-metamorphic aureoles in some parts around the intrusive bodies, producing biotite and actinolite disseminations in the Shakotan volcanics; they contain abundant xenoliths mostly from the Shakotan rocks and bear basic

facies on the marginal parts, among which gabbro and amphibolite are observed in extraordinary cases. The time of the intrusion is, as far as actually seen in the map, post-Propylite of the Furu-bira-gawa. The intrusive bodies are commonly localized on anti-clinal structures in the Shakotan Group and some large bodies are more or less concordant in shape with that structure. So, it is quite possible that the intrusion is post-movements or rather in direct relation to the movements.

The rocks are heavily metasomatized with sericitization, chloritization, pyrite impregnation etc. in large extent and carries numerous, but minute ore-veins.

Quaternary

During the quaternary period volcanic eruptions of acidic andesites and block-movements probably in pleistocene are remarkable.

Takinoma Sand & Gravel

It is to be found in small areas on the flat top of the hill along the southwestern shore and is supposed to be pleistocene in age.

Hattari Gravel

The flat plain in the southwestern part of the map is probably a reclaimed inlet of sea bounded by faults from the tertiary land. The Hattari Gravel is an ancient fluvial fan deposits developed in front of the faults. The faults are covered with the Gravel, but are presumable from the topography. The Gravel is made up chiefly of the tertiary rocks without appreciable amounts of the quaternary volcanics and is covered by the Horoni Volcanic Ash, for this reason the time of the fault movements together with the major deposition of the Gravel is considered to be pleistocene.

Horoni Volcanic Ash

This pumiceous bed is probably related to the volcanic actions

of Iwaonupuri Volcano in the adjacent sheet map on the south.

Yoichi-gawa Gravel and Akaigawa Volcanics

In the eastern part of the area there appears a splendidly arc-shaped valley with prominent fault scarps on its west side. It is a part of the circular subsided area about 10 km in diameter which extends in the neighbouring sheet map and within which Akaigawa Volcano arises.

The Yoichi-gawa Gravel forms the river terrace fringing the foot of the depression wall, the material being laid down originally as talus-heaps from the surrounding tertiary massifs in front of the steep walls. It does not contain the Akaigawa Volcanics as constituents. The times of the circular collapse and of the subsequent deposition of the Gravel are probably pleistocene.

Akaigawa Volcano displays only its western slope in the present area, its summit with a large caldera being situated in the adjacent map. The rocks found in this area are lava, pyroclastics and debris of quartz bearing hornblende-pyroxene andesite. They cover the Yoichi-gawa Gravel and are never found in the area beyond the subsided colosseum, so the volcanic eruption is surely after the collapse. Nevertheless the original shape of the volcano is still well preserved, dendritic valley-systems are already grown on the slope and cliffs are formed at the edge of the slope by the denudation of the Yoichi-gawa River, from this stage of erosion the volcanism being believed to be also pleistocene.

Inakuraishi-yama Volcanics and Hiyamizu-yama Volcanics

Each of these Volcanics constitutes a strato-volcano, respectively, which has been more dissected than Akaigawa Volcano. The former is of quartz-bearing hornblende-augite andesite and the latter is of quartz-bearing pyroxene-hornblende andesite.

As to the recent deposits the **Flood-plain Deposits** along rivers and **Sand-dune Deposits** along the southwest shore are noticed.

The **Andesitic Dike Rocks** including augite andesite, hornblende andesite, and biotite-hornblende dacite, each of them being

obscure whether tertiary or quaternary in age, are found.

ECONOMIC GEOLOGY

The area is situated in the tertiary epithermal metallic mineral belt of the Northeastern Japan.

Galena-Zincblende-Rhodochrosite Veins. — Among the ore deposits the epithermal veins in which the association of galena-zincblende-rhodochrosite is characteristic are of the most economical importance. Besides these minerals they contain chalcopyrite, pyritic, alabandite, etc. as ore-minerals and chlorite, calcite, sericite, quartz, etc. as gangue-minerals. The veins in the Inakuraishi Mine (one of the most productive manganese mines in Japan), the Ōe Mine and other majorities of the prospecting sites belong to this type. The ore-deposits prospected for gold, silver, copper or pyrite ores in the area also contain the above cited characteristic three minerals in more or less amounts. Genetically, the veins of this type are intimately related to the Acidic Intrusions, though important veins are localized not in the intrusive rocks, but in the rhyolitic or propylitic rocks.

Copper-Lead-Zinc-Pyrite Replacement Deposits. — They belong to the so-called "Kurokō type" which means the epithermal replacement deposits of complex sulphide ores widely distributed in the tertiary "Green Tuff" region in the Northeastern Japan. The Yoichi Mine and the Kamoénai Mine produce this type of ores, but they are closed at present.

Manganese Oxide Deposits. — They are in association with the dolerite of the Tomari Formation.

Bentonite. — Bentonite are worked from the rhyolitic tuff of the Kayanuma Formation in two places near the Kayanuma Coal-mine.

Coal. — At the Kayanuma Coal-mine the Kayanuma Formation includes 6 coal seams, out of them 4 seams having $70 \pm$ cm in average thickness are workable. The coal usually shows 6,000–7,500

caloric value and, in the northern part of the mine, it increases in coking-characters.

昭和27年3月15日印刷

昭和27年3月20日発行

著作権所有 北海道開発庁

印刷者 向喜久雄

印刷所 一ツ橋印刷株式会社
