

5 萬分の 1 地質圖幅  
說 明 書

# 室 蘭

(札幌—第 69 号)

北海道地下資源調査所

昭和 28 年

5 万分の 1 地質図幅  
説 明 書

# 室 蘭

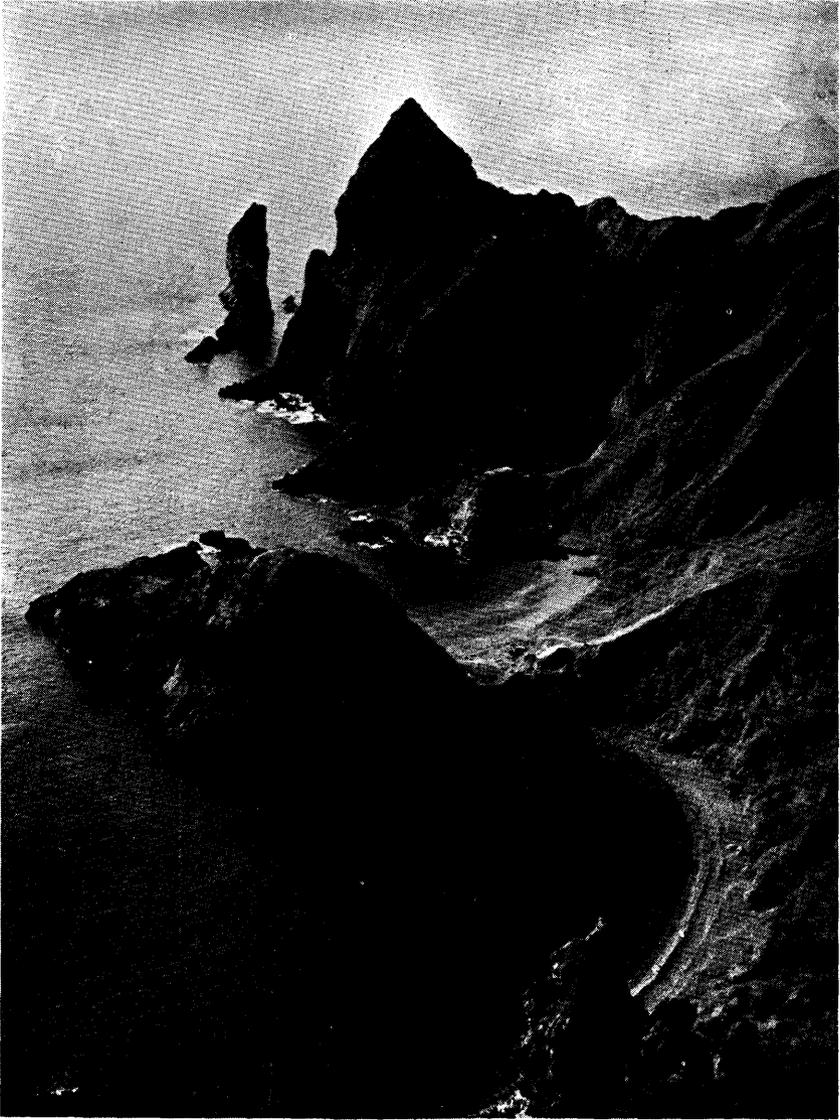
(札幌一第 69 号)

北海道地下資源調査所

北海道囑託 小山内 熙  
同 酒 匂 純 俊

北海道地下資源調査所

昭和 28 年 3 月



マスイチローソク岩（角閃石石英粗面岩）附近の景観  
View of Sea coast near Masuichi Rōsokuiwa (Hornblende Liparite).

## 目 次

はしがき .....	1
第 1 章 位置および交通 .....	2
第 2 章 地 形 .....	2
第 3 章 地 質 概 説 .....	5
第 4 章 新第三紀層 .....	6
I 幌 別 層 .....	7
A 母恋緑色凝灰岩層 .....	7
B マスイチ砂岩・頁岩層 .....	8
II 室 蘭 層 .....	9
A ハリカラモイ石英粗面岩質集塊岩層 .....	10
B 電信浜安山岩質集塊岩層 .....	12
第 5 章 第四紀層 .....	14
I 絵 鞆 層 .....	14
II 祝 津 層 .....	15
III 沖 積 層 .....	16
第 6 章 火 山 岩 .....	16
I グループ .....	17
II グループ .....	21
III グループ .....	24
第 7 章 地 史 .....	26
I 新第三紀 .....	26
II 第四紀 .....	28
第 8 章 応用地質 .....	28
文 献 .....	31
Résumé (in English) .....	32
図 版 .....	

5 万分の 1 地質図幅  
説 明 書 室 蘭 (札幌一第 69 号)

北海道地下資源調査所

北海道嘱託 小山内 熙  
同 酒 匂 純 俊

は し が き

この説明書は、室蘭半島（5 万分の 1 地形図、「室蘭」および「西紋鱈」のうち室蘭半島に属する部分）の地質を概説したものである。

この地域の野外調査は昭和 26 年から昭和 27 年にわたり数回、通計約 1 カ月間行つた。最近になつて、調査結果をいちおう整理しおつたので、ここにその概要を報告する。

この地域は内浦湾（噴火湾）<sup>\*</sup>の北部に位し、地質学的には、西南北海道に舍められ、第三紀以降の火山活動が盛んな地域である。太平洋戦争前から戦争中を通じて、ながく要塞地帯であつたところで、当時は地形図の出版も許されないところであり、地質調査としては未発表に終つた故深谷龍太<sup>\*\*</sup>の調査<sup>1)</sup>をのぞいてはなかつた。戦後ようやく、渋谷五郎<sup>2)</sup>・佐藤文男<sup>3),4)</sup>などによつて調査され、はじめてこの地域の地質の概貌が明らかにされてきた。今回の調査にあつては、上記の諸氏の調査結果に裨益された点が少くなかつた。

\* 内浦湾は噴火湾と呼びならわされているので、以下は噴火湾と記載する。

\*\* 深谷龍太氏は、調査資料整理の途中で、太平洋戦争に应召され、昭和 20 年戦死された。そのために貴重な調査結果は発表されるにいたらなかつたのである。ここに氏の霊に対し、つつしんで哀悼の意を表すると同時に、氏の遺された資料に裨益されたことを銘記し、深く謝意を表する次第である。

報告に入るにさきだち、資料の提供をたまわつた<sup>\*</sup> 波谷五郎・<sup>\*\*</sup> 佐藤文男・<sup>\*\*\*</sup> 沢田義男の諸氏、ならびに種々のご助言、ご指導を与えられた北海道大学理学部地質学鉱物学教室の<sup>\*\*\*</sup> 湊正雄博士に満腔の謝意を表す。またいろいろと討論をわすらわした<sup>\*\*\*\*</sup> 齋藤昌之・土居繁雄・杉本良也の諸氏に深く感謝する。さらに現地での宿泊の便を与えられた北海道大学理学部植物学教室の山田幸男教授・および北海道大学理学部室蘭海藻研究所の中村義輝助教授・湊たけの諸氏にも厚くお礼申し上げる。

## 第 1 章 位置および交通

この図幅は、いわゆる室蘭半島の地域で、噴火湾の北東開口部に位置している。

図幅地域は室蘭市に属する。室蘭市は胆振支庁の所在地で、行政の中心地であるが、富士製鉄・日本製鋼の両社をようして工業都市として、また石炭積出港として、より有名である。

交通の便はきわめて良好で、道南バス会社によるバス路線も多く、丘陵地には観光道路が発達している。しかし南海岸は、急崖や絶壁が連続しているので、海岸を調査することは非常にむずかしく、干潮時にわずかの部分をかろうじて歩くことができるにすぎない。

## 第 2 章 地 形

室蘭半島は噴火湾の北東にあり、西に向つて突出した鍵状の半島であるが、この地域に発達するほぼ南北性の地質構造線を意味する2つの低地帯によつ

---

\* 波谷五郎： 山口大学文理学部助手

\*\* 佐藤文男： 室蘭工業大学教授

\*\*\* 沢田義男： 室蘭工業大学講師

\*\*\*\* 齋藤昌之・土居繁雄・杉本良也： 北海道地下資源調査所技師

て、3方向に屈折した形をとつて、3つの地塊に分断されている。これらの地塊地域を、半島基部のものから、輪西・母恋・室蘭地区、また輪西・母恋両地区の間の低地帯を母恋低地帯、母恋・室蘭両地区の間のものを室蘭低地帯と、仮に呼ぶことにする。

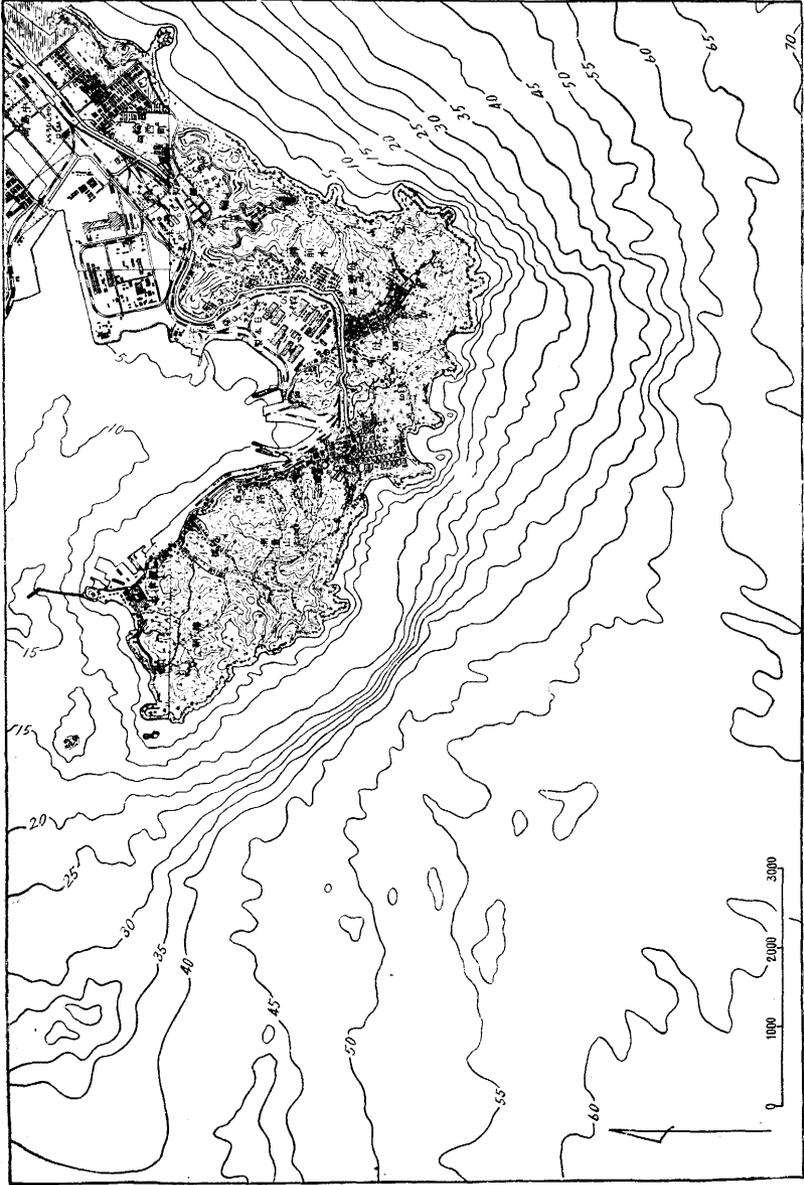
この地域の地形を概観すると、一般に南海岸に100 m前後の稜線があつて、北に向つて次第に低くなり、さしかけ屋根の形を呈しているが、室蘭地区には図幅中の最高峰である測量山(200.5 m)やヨシサンベ山(134 m)、輪西地区には母恋富士(162 m)やエニ山(188 m)など、石英粗面岩や安山岩などの岩脈が、独立峰をつくつて突出し、単調を破つている。また室蘭地区の西端と輪西地区の東端とは、標高30 m前後の、平坦面およびなだらかな丘陵地が、それぞれ発達しており、いずれも上部洪積世の堆積物をのせている。

太平洋および噴火湾に面した、半島の南海岸線は、稜線が海岸ぞいにあるために、80 m~100 mの急崖あるいは絶壁が連続し、岩礁や暗礁が発達して、きわめて出入にとんだ海岸線をつくつている。また海面から50 m前後の高さのところには、波浪による侵蝕の跡がみとめられ、隆起性海岸であることを示している。砂浜の発達はきわめて貧弱で、わずかにオイナウシ浜や祝津浜などに狭小なものがみられるだけである。

水系は地質構造線と深い関係を有しているようであるが、いずれも水量、流路延長が小さくて、利用価値の少ないものばかりである。

水路部昭和22年発行の室蘭港海図<sup>5)</sup>にもとづいて作製した海底地形図を示すと、第1図のようである。すなわち、室蘭港内では、防波堤入口附近に最深17 m前後の地点があり、全体として比較的平坦である。これに反して、半島の南岸では、南に向つて深度を増しているが、深度20 m~30 mのところ、特別に急な崖状の部分が、海岸線に平行し発達している。この海面下の崖状の地形は、母恋地区の沖、海岸から約2 kmのところにもみとめられるが、室蘭低地帯および母恋低地帯の南への延長方向では断続している。恐らくこの不連続の部分を陸上で推定される地質構造線が通るのであろう。また

\* 母恋沖では、崖の深度は50~55 mとなつている。



第 1 圖 室蘭半島近海海底地形圖  
 Fig. 1. The submarine topographical map around the Muroan Peninsula.

室蘭地区および輪西地区の沖5 km 附近では、平均深度60 mであつて、小さな凹凸にとんではいるが、全体としてはなだらかな傾斜の海底地形が発達しているようである。

### 第3章 地質概説

この地域を構成する地質系統は、模式柱状図に示すようなものである。

第2圖 室蘭圏幅地質系統表

時代	層序	模式柱状図	層厚, m	附号	岩質	火山岩・火山活動・地殻運動	備考	
第四紀	沖積層			a	火山灰・砂・砂利・礫	火山灰(駒ヶ岳?) — 侵蝕	砂鉄	
	上洪積		20+	Sh	砂・黒色腐植土	— 侵蝕		
	部世	絵柄層		Et	集塊岩状礫層	— 侵蝕		
第三紀	新新世	室蘭層	安山岩質集塊岩層 電信浜	35+	Mu <sub>1</sub>	砂岩・頁岩・泥岩・凝灰岩  安山岩質凝灰質集塊岩 砂岩・頁岩	<ul style="list-style-type: none"> <li>侵蝕地殻運動</li> <li>(安山岩岩脈 普通輝石玄武岩)</li> <li>安山岩質噴出物</li> <li>普通輝石紫蘇輝石安山岩・泥岩</li> </ul>	石材
	中世	幌別層	マスイチ砂岩・頁岩層	60+	Ho	<ul style="list-style-type: none"> <li>石英粗面岩質凝灰岩</li> <li>砂岩・礫岩・凝灰岩</li> <li>頁岩 (Sagalites sp.) を含む</li> <li>緑色凝灰岩</li> <li>同色凝灰角礫岩</li> <li>緑色凝灰角礫岩</li> <li>緑色凝灰岩</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>紫蘇輝石玄武岩</li> <li>アロピライト</li> <li>普通輝石安山岩</li> <li>斜長石石英粗面岩</li> <li>斑岩作用</li> <li>安山岩質噴出物</li> </ul>	

新第三紀層は、下から綠色凝灰岩および砂岩・頁岩からなる幌別層<sup>ホロベツ</sup>と、これを不整合におおい、礫岩・石英粗面岩質集塊岩および安山岩質集塊岩・砂岩・頁岩・凝灰岩などからなる室蘭層とにわけられる。室蘭層の下部には石英粗面岩熔岩が介在し、上部には安山岩岩脈が貫入している。前者はいわゆる訓縫統<sup>6)</sup>に対比されるものであるが、この地域では、分布がはなはだせまい。これに反して後者は黒松内統<sup>7)</sup>に対比されるもので、母恋地区をのぞいたほとんど全域に分布している。

また幌別層および室蘭層堆積後のそれぞれの削剝時代にも、石英粗面岩・安山岩・玄武岩などの火山岩類が、熔岩流または岩脈などとして溢流あるいは貫入し、この地域の主要な地質構成員となつている。

上にのべた新第三紀層や火山岩類を不整合におおつて第四紀層が発達している。これは下から、いろいろな堆積物で代表される絵柄層<sup>エトモ</sup>と、これを不整合におおい砂層からなる祝津層<sup>シユクヅシ</sup>、および海岸の平地や低地帯を構成する沖積層とに分けられる。いずれも分布のせまいもので、絵柄層および祝津層は上部洪積世の所産とかがえられる。

## 第 4 章 新第三紀層

この地域の新第三紀層が、幌別層と室蘭層とに分けられることはすでにのべた。

従来<sup>2), 3), 4)</sup>の調査者による第三紀層の層序と、筆者等のそれとを比較すると次の表のようである。

すなわち、筆者等は、従来室蘭層群あるいは豊浦層群と呼ばれて、訓縫統に対比されてきた地層の中に、不整合を発見し、以下にのべるような事項を観察した。よつて、従来、訓縫統とされたものの一部は黒松内統に属す

	佐藤 1950	渋谷 1949	筆者等 1952	
黒松内統	小噴 橋出 物 内層	大 岸 層	室 蘭 層	黒松内統
訓縫統	室蘭層群	豊浦層群	幌別層	訓縫統

\* ただし、第4章新第三紀層および室蘭層の項でのべてある通り、一部は八雲統に含まれる可能性がある。

るものと考え、不整合から下の地層を幌別層と呼んで訓縫統に、上の地層を室蘭層と呼んで黒松内統に對比した。

(1) 不整合から下部と上部とは、明らかに岩質・岩相をことにし、構造的な差異がみとめられた。

(2) 下部の地層を構成する岩石が、上部の礫岩の中に礫として入っている。

(3) 不整合から上部には、従来考えられてきた不整合はみられず、一連のものであることがわかった。

なお、このような不整合は、室蘭半島だけにかぎられたものでなく、「登別温泉<sup>7)</sup>図幅」の地域内でもみとめられ、かなり広範囲にわたっているものである。

## I 幌別層

この図幅の北東方に隣接する「登別温泉<sup>7)</sup>図幅」の地域に含まれる幌別<sup>\*</sup> 山附近を模式地とする地層で、この図幅地域では、主に母恋地区に分布しているが、わずかに室蘭地区にも露出している。火山碎屑物を主体とするが、上部には砂岩・頁岩もみられる。ラッパ森附近などのように N 60°~70°E・60°~70°SE の走向・傾斜を示しているところもあるが、分布が局所的であり、しかも、断層で切られているために、全体の構造を明らかにすることはできない。また堆積後に熱水作用を受け、層理が不明瞭になつたようなところも少くない。

上部は火山岩類または室蘭層に不整合におおわれている。不整合面は、ラッパ森附近（母恋駅～御崎駅間の鉄道切割）・小橋内附近・マスイチなどで確認された。なおこの地層は地質図には一括して塗色されているが、岩質により次のように細分される。

B	マスイチ砂岩頁岩層	b <sub>2</sub> 上部層
		b <sub>1</sub> 下部層
A	母恋綠色凝灰岩層	a <sub>2</sub> 綠色凝灰岩層
		a <sub>1</sub> 綠色凝灰角礫岩層

### A 母戀綠色凝灰岩層

\* 国鉄幌別駅の北西方約 10 km に位置する。

チャラチナイ附近に模式的な発達が見られるもので、下部は緑色凝灰角礫岩、上部は緑色凝灰岩を主要構成員としている。しかし上部にもしばしば凝灰角礫岩が介在している。岩相の水平的変化はかなりいちじるしい。また熱水溶液の影響によつて、珪化作用や陶土化作用をうけ、黄鉄鉱によつて鉄染されている部分もある。

**a<sub>1</sub> 緑色凝灰角礫岩層：** 指頭大から、まれには拳大ぐらいの角礫を含む緑色凝灰岩で、変質していないものは、基質は美しい青緑色の色調を呈し、角礫は暗紫色または暗灰色である。礫は安山岩礫が主で、分解して絹雲母化や陶土化したものも少ないが、新鮮なものもみられる。これら安山岩礫のほかに、まれには玄武岩や粘板岩の礫もみとめられる。下限はみさだめられていないが、厚さは50 mを越えていることは確実である。

**a<sub>2</sub> 緑色凝灰岩層：** 一般には青緑色を呈するが、部分的に色調を異にし、また硬さも部分によつてまちまちである。この層の厚さは70 m以上に達している。

堅硬で新鮮な部分は、プロピライトのような外観を呈しているが、顕微鏡で観察すると次のようである。

三角形・円形・半円形などの、大きさ0.1 mm~0.3 mmの破砕された石英粒が散在し、斜長石も大部分が破砕形をとっている。斜長石は変質しているのが普通であるが、新鮮なものもあり、自形を呈し、大きさ1.3 mmに達するものもある。成分は曹灰長石を普通とし、累帯構造・アルバイト双晶がみられる。輝石類はほとんどが分解し、緑泥石に置換されている。

## **B マスイチ砂岩、頁岩層**

頁岩・凝灰質砂岩・礫岩・凝灰岩などからなり、マスイチ・小橋内・ラップ森附近などにわずかに露出し、上部は室蘭層に不整合におおわれている。マスイチではE-W・10°N、小橋内では断層でいちじるしく乱れているが、一般にN 10°E・20°SE、ラップ森附近ではN 60°~70°E・60°~70°SEの走向・傾斜を示している。この地層は岩質によつて、さらに下部層と上部層とに分けられる。

**b<sub>1</sub> 下部層：** 暗灰色ないし淡青灰色の頁岩を主とする地層で、厚さ

10 cm 前後の中粒ないし細粒の砂岩をはさんでいる。頁岩は風化面で不規則な形にわれることが多い。模式的な露出はマスイチにあり、ここでは厚さは 35 m に達し、上部は直接室蘭層におおわれているのがみられる。またラツパ森附近では、緑色凝灰岩の上につているのが観察されるが、珪化され、地層は全体として灰白色を呈している。頁岩の中には、諸所で *Sagalites sp.* が検出された。

**b<sub>2</sub> 上部層：** 淡青緑色および淡褐色を呈し、粗粒から細粒にわたる凝灰質砂岩および暗灰色頁岩、淡緑色および黄褐色を呈する粗鬆な凝灰岩などの互層を主体とするものである。部分によつては、これに、石英粒および輝石粒を多量に含む非常に粗鬆な、厚さ 1 m 内外の灰黒色砂岩と、この砂岩を基質とし、種々な礫を含む礫岩からなる部分もある。この礫岩の礫は、指頭大から拳大の玄武岩・閃緑岩・黒色粘板岩・チャート・輝石安山岩などの圓礫から構成されている。

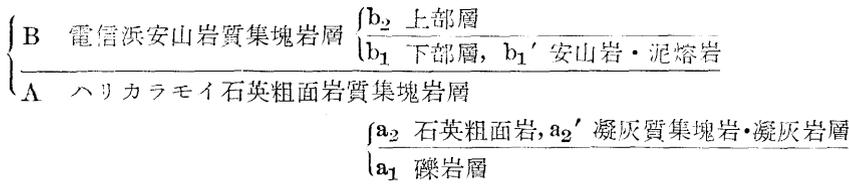
概観すれば、下部は砂岩・頁岩にとみ、上部は凝灰岩にとんでいるといえる。凝灰岩は上部のものほど石英粒にとみ、石英粗面岩質凝灰岩といわれるようなものになつている。

模式的な露出は小橋内附近（ヨシサンベ山の北東麓）にあり、この厚さは 25 m 以上と計測された。

## II 室蘭層

この地層は母恋地区をのぞいて、室蘭半島のほとんど全域に分布している。一般にハリカラモイ以西では  $N 50^{\circ} \sim 60^{\circ} E \cdot 10^{\circ} \sim 20^{\circ} NW$ 、輪西地区では  $N 70^{\circ} \sim 80^{\circ} E \cdot 10^{\circ} \sim 20^{\circ} NW$  の走向・傾斜を示している。またマスイチの東では、 $N 10^{\circ} \sim 20^{\circ} W \cdot 10^{\circ} NE$ 、電信浜附近や北辰中学校附近では、 $N 10^{\circ} \sim 15^{\circ} W \cdot 15^{\circ} SE$  の走向・傾斜を示している。したがつて、測量山附近を通る南北の向斜軸を中心に、ゆるい小さな向斜構造が想定される。しばしば安山岩脈で貫ぬかれ、第四紀層におおわれている。

この地層は、岩質によつて、さらに次のように分けられる。



S)\*  
 Bは岩質と化石から、従来のように黒松内統に対比されることは明らかであるが、Aからは化石も発見されず、岩質もかなりことなつているので、あるいは八雲期の末期に噴出した石英粗面岩に由来する堆積物とも考えられる。しかし観察できた範囲では、AとBとは漸移的なので、一括して、一応黒松内統に対比した。

### A ハリカラモイ石英粗面岩質集塊岩層

室蘭地区および輪西地区の、比較的低夷な地形を呈する部分に露出しているが、ハリカラモイ附近には、もつとも模式的な発達が見られる。

**a<sub>1</sub> 礫岩層：** 模式地はマスイチである。礫岩は拳大以下の円礫・亜円礫を主とし、緑色凝灰岩・暗灰色頁岩などの幌別層の構成員からなるもののほか、黒色粘板岩・閃緑岩・チャート・プロピライト・石英粗面岩・輝石安山岩・玄武岩もみられる。基質は、主として凝灰質粗粒砂岩である。厚さは、マスイチでは5mを越えるが、所によつてかなり不同である。岩相も水平的に変化し、例えば、小橋内附近では、厚さ1.5mの礫岩層が見られるが、小断層を境として、同層準であるにもかかわらず、礫岩層はみられなくなり、石英粗面岩・玄武岩・チャート・緑色凝灰岩・砂岩などの小さな角礫破片を

\* 佐藤文男・沢田義男によつて、幌別川下流の鉱山軌道第1鉄橋附近で、次のような化石が発見されている。この化石の産出層は、室蘭半島の  $b_2$  上部層とほぼ同じ層準である。

- |                                    |                                |
|------------------------------------|--------------------------------|
| <i>Yoldia thrathiaformis</i> Stor. | <i>Nuculana confusa</i> Hanley |
| <i>Nuculana</i> sp.                | <i>Cardium</i> sp.             |
| <i>Linthia</i> sp.                 | <i>Carpinus</i> sp.            |
- このほかに筆者等の発見したものに  
*Macoma* sp. *Fish bone* (*Gn. sp. indet.*) である。

含む厚さ1m前後の凝灰質砂岩にかわつているのが目撃される。またラッパ森附近では、下位の幌別層を構成する珪化された頁岩の岩片を含む厚さ3m以上の凝灰質砂岩となつている。

**a<sub>2</sub> 石英粗面岩：** これは、礫岩層との直接の関係は明らかでないが、後でのべるように礫岩層を貫ぬいて噴出したものと考えられる。

この岩石は、マスイチからハリカラモイにかけての南海岸・小橋内奥（測量山の西麓）・ヨシサンベ山および御崎東方の<sup>イトツケ</sup>糸付附近などに露出しているが、ヨシサンベ山を構成する石英粗面岩は岩脈として貫入し、そのほかは熔岩流として溢流したものと考えられる。いずれも岩体の周縁部は、後でのべるように集塊岩質熔岩に変化し、さらに、それに接して凝灰質集塊岩・凝灰岩層がみられる。

なお、顕微鏡下の観察については、第6章「火山岩」の項でのべる。

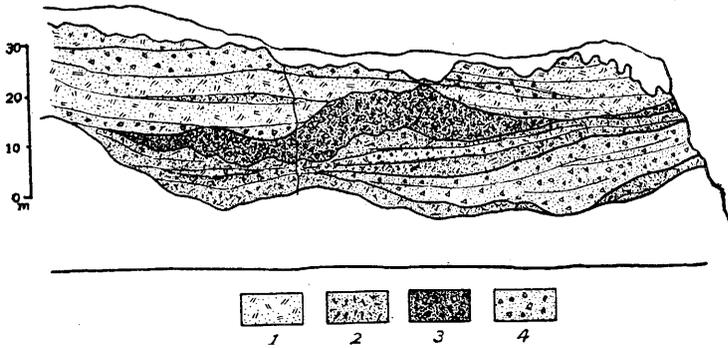
**a<sub>2</sub>' 凝灰質集塊岩・凝灰岩層：** 礫岩層の上にくるもので、凝灰質集塊岩と凝灰岩とからなる。いずれも石英粗面岩質である。

凝灰質集塊岩は、人頭大の角礫、ときには3m以上にもおよぶ不規則な形の岩片を多量に含むもので、基質は凝灰岩からなつている。礫は主として石英粗面岩からなるが、これは前述の石英粗面岩と同一の岩石である。なお、このほかに、輝石安山岩・玄武岩・閃緑岩・粘板岩・緑色凝灰岩などの小角礫もわずかにみとめられる。

凝灰岩は、一般に粗鬆で灰白色を呈し、石英粒を多量に含む石英粗面岩質のものを主としている。しかし局部的には石英粗面岩の破片をふくむ角礫質凝灰岩もみられる。

この地層は、岩相の変化が非常にはげしいもので、マスイチないしハリカラモイ附近などでは、前にのべた石英粗面岩の岩体の周縁部は、集塊岩質熔岩からさらに凝灰質集塊岩にかわつている。また室蘭地区では凝灰質集塊岩が厚く発達しているが、輪西地区や室蘭地区の西端になるとうすくなり、石英粗面岩質凝灰岩の中にわずかに夾在する程度になつている。その反面、ここでは凝灰岩・凝灰角礫岩の発達が良好となつている。

おそらくこのようにはげしい岩相の変化は、この地層の堆積途中に石英粗面岩を主とする火山岩の噴出や貫入があつて、静穏な堆積作用がみだされたことに原因していると思われる。



第 3 圖 輪西南海岸の室蘭層（ハリカラモイ石英粗面岩質集塊岩層）

- |              |              |
|--------------|--------------|
| 1. 石英粗面岩質凝灰岩 | 2. 凝灰角礫岩     |
| 3. 凝灰質集塊岩    | 4. 凝灰質小角礫集塊岩 |

Fig. 3. The Muroran formation (Harikaramoi liparitic agglomerate member) observed at sea cliff, south of Wanishi.

- |   |   |
|---|---|
| 1. Liparitic tuff                                 | 2. Tuff-breccia                                   |
| 3. Tuffaceous agglomerate including large breccia | 4. Tuffaceous agglomerate including small breccia |

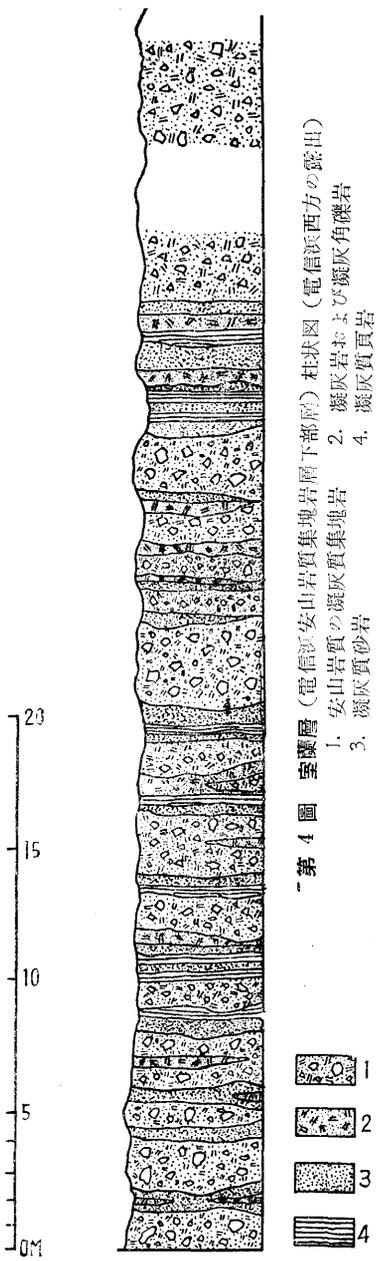
この地層の厚さも変化にとんでいるが、最高は 100 m 以上とみつられる。

### B 電信濱安山岩質集塊岩層

ハリカラモイ石英粗面岩質集塊岩層の上に発達する地層で、室蘭地区および輪西地区の全域にわたって分布している。模式地は電信浜附近である。ハリカラモイ石英粗面岩質集塊岩層とは漸移しているが、特に安山岩礫を多量に含む部分を境として、それから上部をこの地層名のもとに一括した。

この地層は、さらに岩質によつて 2 分される。下部層は集塊岩・凝灰岩などの火山碎屑物を主体とし、その間に砂岩・頁岩をはさんでおり、また泥熔岩・安山岩が介在している。上部層は下部層と漸移するが、主に砂岩・頁岩・凝灰岩からなっている。

**b<sub>1</sub> 下部層：** 安山岩質の凝灰質集塊岩・凝灰岩および凝灰角礫岩を主とし、しばしばうすい (1~2 m) 灰色ないし淡青灰色の凝灰質砂岩および頁岩をはさむ地層である。岩相や厚さの変化がはげしく、時に地層中に、局部



第4圖 室蘭層 (電信浜安山岩集塊岩層下部層) 柱状図 (電信浜西方の露出)  
 1. 安山岩質の凝灰集塊岩 2. 凝灰岩および凝灰角礫岩  
 3. 凝灰質砂岩 4. 凝灰質頁岩

Fig. 4. Columnar section of the Muroan formation (lower part of Denshinhaman andesitic agglomerate member) at the eastern part of Denshinhaman.  
 1. andesitic tuffaceous agglomerate 2. tuff and tuff-breccia  
 3. tuffaceous sandstone 4. tuffaceous shale

的な沈積上の小間隙を示す侵蝕面もみとめられる。電信浜では熱水溶液によつて、陶土化され、黄鉄鉱の微晶が鈹染している部分がある。全体の厚さは約 100 m である。

集塊岩の礫には、一般に新鮮な普通輝石紫蘇輝石安山岩が多く、室蘭地区では、とくに、あとでのべる泥熔岩が含まれている。ハリカラモイ石英粗面岩質集塊岩層との漸移部では、石英粗面岩が、比較的多量に含まれている。全般的にみると人頭大以下の大きいものが多いが、まれには 1 m に達するものもある。またかなり円磨されたものもあり、御時附近では人頭大程度の重円礫や円礫が含まれている。なお安山岩礫を顕微鏡で見ると、構造などの点で相違しているものがあるが、鈹物成分から見ると、ほとんど普通輝石紫蘇輝石安山岩で、一般に新鮮である。

b<sub>1</sub>' 泥熔岩および安山岩:

小橋内～室蘭駅間に露出し、下部層の比較的下部に介在する泥熔岩と、輪西駅前・輪西駅南方・エ = 山北方の 173 m 丘陵地およびポンチキュウ岬などに露出する普通輝石紫蘇輝石安山岩を一括する。後者は産状から岩

脈と考えられるものである。いずれも岩体周縁部は集塊岩状を呈しており、さらにこれと下部層 ( $b_1$ ) との境界は不明瞭である。(この様子は、特に前3者の露出で明らかである。)特に注意すべきことは、これらの火山岩体を構成する岩石と下部層に含まれている安山岩礫が全く同一の性状のものであることで、この点から、この泥熔岩および普通輝石紫蘇輝石安山岩は、下部層堆積当時に噴出貫入したものと推定される。なお、顕微鏡下の観察は第6章「火山岩」の項でのべる。

**b<sub>2</sub> 上部層：** 淡褐色ないし灰色を呈し、粗粒または細粒の凝灰質砂岩および、灰色の凝灰質頁岩を主体とし、これに安山岩質の凝灰質集塊岩・凝灰岩・凝灰質角礫岩などの薄層をはさむ地層である。模式地は西小路附近で、下部層にくらべて層理は明瞭となり、地層も連続性を示すようになっていいる。厚さはほぼ 50 m である。

## 第5章 第四紀層

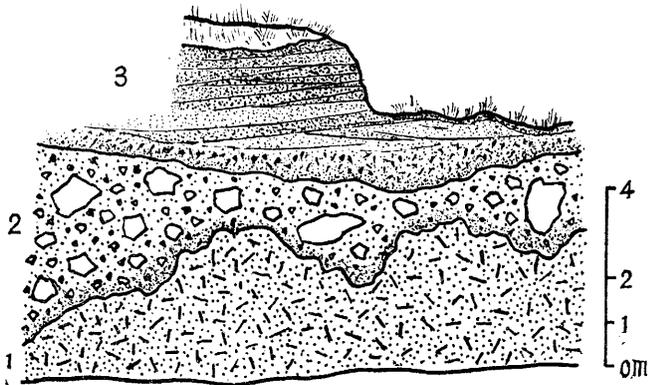
第四紀層もせまい地域に発達している。洪積層のものとして、絵鞆層および祝津層があり、ほかに低地を沖積層がうずめている。

### I 絵鞆層\*

室蘭層を直接不整合におおい、室蘭地区西端の絵鞆から祝津附近、および大黒島・恵比須島などに分布するもので、その模式的な発達は、絵鞆附近の海岸にみられる。

この地層の構成物は、外観、集塊岩状の1種の礫層で、しばしば径3mにも達する巨礫をふくんでいる。礫は上述の第三紀層以降のすべての地層や火山岩類に由来するものとみられるが、ほかに図幅外の、室蘭岳・鷺別岳などを構成する安山岩類に根源をもつものもあるらしい。礫層の基質は、凝灰質

\* この地層は、前の調査者〔2), 3), 4)〕によると、黒松内統に対比されていた。



第 5 圖 繪柄エンルム崎附近の室蘭層と第四紀層

1. 室蘭層（ハリカラモイ石英粗面岩質集塊岩層）中の石英粗面岩質凝灰岩
2. 繪柄層
3. 祝津層

Fig. 5. A stratigraphic relation between the Muroran formation and the Quaternary group at the neighbourhood of Etomo Enrumu-misaki.

1. Liparitic tuff in the Muroran formation (Harikaramoi liparitic agglomerate member)
2. Etomo formation
3. Shukuzushi formation

砂岩あるいは浮石質砂岩で、きわめて粗鬆である。一般的にいうと、下部の方では分級作用を全くうけておらず、層理も明らかでないが、上部では層理もやや明瞭となつている。またこの部分にしばしば偽層が発達する。

この地層は白老<sup>9)</sup>地方および登別<sup>7)</sup>地方に発達する中位段丘礫層に相当するものと考えられる。層厚は 35 m を越えている。

## II 祝津層

半島の西端祝津附近で、繪柄層および室蘭層を不整合におおつて、模式的な露出がみられる。このほか、電信浜・ボンモイ・ダイヤモンド岬<sup>\*</sup>および図幅の東端などでも局部的に分布し、室蘭層・幌別層または火山岩類を不整合

\* 御崎から輪西間の国道彎曲点である。

におおつている。

この地層は、大部分灰黒色の粗粒ないし細粒の砂層からなるが、厚さ 30～50 cm の黒色ないし褐色の腐植土をはさんでいる。砂層は、小さな偽層が発達し、祝津附近では N 40°E・30°SE の走向・傾斜を示している。

この地層の分布するところは、常に標高 35 m 以下のところばかりである。祝津附近や輪西東端などはその例で、高度 30 m 内外の平坦な地形面を構成している。おそらくこの地層は白老<sup>9)</sup>および登別<sup>7)</sup>地方の低位段丘礫層に対比されるものであろう。厚さは約 20 m である。

### Ⅲ 沖積層

海岸に沿う平地および諸所の低地帯を埋積する砂・粘土・砂利および火山<sup>10)</sup>灰からなる地層で、祝津附近の海岸には、砂鉄を含む砂層が発達している。この砂鉄層は後述のように稼行されている。また祝津小学校附近には貝塚や土器を含む砂層がみられるのは、先史的に注意を要するものであろう。

## 第 6 章 火山岩

本地域の火山岩類は、熔岩または脈岩の産状を呈するものなどいろいろあるが、噴出時期によつて、次のように大別して考えることができる。

- |                |       |         |             |                |          |
|----------------|-------|---------|-------------|----------------|----------|
| Ⅰ グループ         | }     | A       | 斜長石石英粗面岩    |                |          |
|                |       | B       | 普通輝石安山岩     | b <sub>1</sub> | チャラチナイ熔岩 |
|                |       |         |             | b <sub>2</sub> | ポロイソ崎岩脈  |
|                |       |         |             | b <sub>3</sub> | 母恋北町岩脈   |
| b <sub>4</sub> | 小橋内岩脈 |         |             |                |          |
|                | C     | 紫蘇輝石玄武岩 |             |                |          |
|                | D     | プロピライト  |             |                |          |
| Ⅱ グループ         | }     | A       | 角閃石石英粗面岩    |                |          |
|                |       | B       | 泥熔岩         |                |          |
|                |       | C       | 普通輝石紫蘇輝石安山岩 |                |          |

- Ⅲ グループ
- A 普通輝石安山岩
  - B 普通輝石紫蘇輝石安山岩
  - C 玄武岩質安山岩
  - D 普通輝石玄武岩

各グループの噴出時期は、幌別層および室蘭層との関係から、おおよそ次のようである。

I は幌別層を貫ぬきあるいはおおつて、室蘭層の礫岩層中に礫として含まれている。したがって、幌別層堆積後、室蘭層堆積前に噴出したものと考えられる。

II は室蘭層堆積中に噴出し、室蘭層堆積物の供給源となつている。

III は室蘭層を貫ぬいて噴出したものである。

また各グループの、おおよその特性を略記すると次のようである。

	顕微鏡下の観察			分布	産状	山火活動の程度	
	変質の程度	安山岩の種類	安山岩の斑晶				玄武岩の輝石
I	いちじるしい	普通輝石安山岩	有色鉄物が少ない	紫蘇輝石	母恋地区	熔岩流脈	強
II	変質をうけているものもある	普通輝石紫蘇輝石安山岩	有色鉄物が多い	—	室蘭・西區 輪地	熔岩流脈	強烈
III	一般に新鮮	普通輝石紫蘇輝石安山岩 普通輝石安山岩 玄武岩質安山岩	一般に有色鉄物少ない	普通輝石	全般にわたる	岩脈	弱

### I グループ (幌別層堆積後、室蘭層堆積前に噴出したもの)

このグループに属する岩石は、斜長石石英粗面岩・普通輝石安山岩・プロピライトおよび紫蘇輝石玄武岩である。これらは、母恋地区にほぼ集中的に分布している。一般にプロピライト化・陶土化・黄鉄鉱化作用などをうけ、新鮮なものは少ない。また、局部的に岩相の変化がはげしいもので、均質な岩体から集塊岩に変つていること、部分的にプロピライトとなつていること、などが多い。

## A 斜長石石英粗面岩

この岩石は、母恋地区に、N 10°~20°W の方向で幌別層を貫ぬいて分布している。産状から岩脈と考えられるもので、全般的に変質がいちじるしく、陶土化・黄鉄鉱化作用をうけ、新鮮なものは少い。やや新鮮なものは、肉眼的に、大型の石英斑晶をもつた青灰色の斑状岩である。

斑晶： 石英・斜長石

石基： 石英・絹雲母・磁鉄鉱・黄鉄鉱

この岩石は、やや新鮮なものでも、斑晶・石基ともに絹雲母の生成がいちじるしく、プロピライトに近いもので、石基は隠微晶質である。

斑晶の石英は、径 1 mm 以下の新鮮なものが、わずかにみられる程度で、大部分は融蝕された形をとっている。斜長石の斑晶は、1 mm 前後の大きさで、ほとんど完全に絹雲母に置換されている。

石基は、大部分隠微晶質の石英からなり、その間に絹雲母の生成がみとめられる。

## B 普通輝石安山岩

この岩石に属するものは、(1) チャラチナイ附近に模式的に発達し、熔岩流の産状を示すチャラチナイ熔岩、(2) ポロイソ崎附近からバス会社附近にかけて、ほぼ南北の方向に岩脈状に分布するポロイソ崎岩脈、(3) 母恋駅前に岩脈の産状を示す母恋北町岩脈、および、(4) 小橋内ヨシサンベ山の北麓にわずかに露出する小橋内岩脈、などの4つの岩体がある。

顕微鏡的にみると、石基の構造および斑晶の斜長石・輝石の量などに、多少の相違はあるが、構成鉱物は、みなほとんど同じであつて、斜長石と普通輝石とからなり、紫蘇輝石はほとんどみられないものばかりである。また方解石の生成がいちじるしいものもあり、新鮮なものでも、わずかであるがプロピライト化されている。また融蝕された石英の捕獲結晶が、入っていることが普通である。

**b<sub>1</sub> チャラチナイ熔岩：** チャラチナイ・ポロチキユウ附近から室蘭商業高校附近および母恋南町にかけて、幌別層および斜長石石英粗面岩をおおつて分布している。大部分は集塊岩のような外観を呈するが、チャラチナイの東方などのように、板状節理の発達した部分もある。一般に暗緑色ないし黝

黒色の緻密な岩石で、しばしば欽染作用をうけて変質しており、また局部的にプロピライトとなつている。

斑晶： 斜長石 ≫ 普通輝石

石基： ガラス・斜長石・緑泥石・方解石・褐簾石・磁鉄鉱・輝石・黄鉄鉱

一般に多斑晶のハイアロピリテック構造を示し、比較的ガラスの多い岩石である。石基は、普通は微晶質であるが、いちじるしく変質したものは、完全にプロピライト化し、とくに方解石の生成がいちじるしい。

斜長石は、曹灰長石程度のもので、比較的の小形のものばかりであるが、鮮明な累帯構造を示すものもある。割目・襲開などにそつて緑泥石あるいは方解石に置換されているのが普通で、変質のいちじるしいものは、全体が完全に緑泥石および方解石に変つている。輝石は複屈折率の高い普通輝石で、一般にその量は少ない。新鮮な岩石以外の輝石は、ほとんど緑泥石に変つている。

石基は新鮮なものでは、ガラスのほかにも針状あるいは冊子状の斜長石からなり、プロピライト化したものでは、大部分が緑泥石化し、方解石・褐簾石が生成している。まれに融蝕された捕獲結晶あるいは破片状の石英がみられる。

**b. ポロイソ崎岩脈：** 幌別層を貫ぬいて、バス会社横から、ポロイソ崎にわたつて分布している。黝青色ないし灰青色を呈する緻密な岩石である。バス会社附近では、板状ないし柱状節理がよく発達しているが、ポロイソ崎附近では、集塊岩状となつて、まれに既存岩石（緑色凝灰岩・石英粗面岩・玄武岩など）の小角礫を含んでいる。また局部的にプロピライト化作用をうけている。この岩脈が、幌別層の緑色凝灰岩を貫ぬいているのは、榮高校附近の採石場で観察できる。

斑晶： 斜長石 ≫ 普通輝石

石基： 斜長石・ガラス・緑泥石・磁鉄鉱

やや多斑晶のハイアロピリテック構造を示すが、岩体の部分によつて、石基の構造にいちじるしい差がみられる。すなわち、ほとんど鉱物の晶出のみみられないもの、隠微晶質のもの、さらに針状あるいは冊子状の斜長石がみられる程度のもので各種がある。斑晶・石基ともに緑泥石化作用がいちじるしく、とくに褐色緑泥石の生成が注目をひく。

斑晶の大半は、大小様々の大きさの斜長石でしめられ、大型のものには、累帯構造の発達がいちじるしく、成分はわりに基性で、An 70% 附近の曹灰長石を普通としている。しかし時には、曹長石化したものがみられ、割目・襲開などにそつて緑泥石に置換されている。輝石は複屈折率の高い普通輝石で、その量はわりに少く、大半が緑泥

石に置換されている。時には石英の捕獲結晶が、融蝕された形で入っている。

**b<sub>3</sub> 母戀北町岩脈：** 幌別層および石英粗面岩を貫ぬく岩脈である。新鮮なものは、黝青色の堅硬・緻密な岩石で、柱状節理が明瞭に発達している。周縁部は集塊岩状となり、淡赤褐色ないし灰色を呈している。また部分的にプロピライト化作用をうけて、緑青色に変わっている。

斑晶： 斜長石 ≫ 普通輝石

石基： 斜長石・ガラス・緑泥石・方解石・磁鉄鈣

b<sub>1</sub>・b<sub>2</sub> とややことなつた安山岩構造を示す岩石であるが、岩体の部分によつてハイアロピリテック構造を示すこともある。石基は一般に隠微晶質で、方解石・緑泥石の生成がいちじるしい。

斑晶はほとんど斜長石からなり、小型のものは、緑泥石に置換されているのが普通であるが、大型のものは、やや新鮮で、いちじるしい累帯構造の発達しているものがある。成分はほぼ曹灰長石程度のもので、割目・裂開にそつて緑泥石化している。普通輝石は、小型で量が少く、緑泥石化していることが多い。また融蝕された石英が、捕獲結晶として入つていることも少くない。

**b<sub>4</sub> 小橋内岩脈：** 小橋内西のヨシサンベ山北麓道路ぎわに、集塊岩状を呈して・わずかに露出する、暗灰色または黝灰色の緻密な岩石である。

斑晶： 斜長石 ≫ 普通輝石

石基： ガラス・斜長石・磁鉄鈣

前3者にくらべて、斑晶の斜長石・普通輝石の量は非常に少く、流理構造を示す岩石である。

斑晶の斜長石は、ほぼ曹灰長石に相当し、小型のもので量的にも少い。普通輝石は斜長石の量よりさらに少く、粒状のものが点在している程度である。石基は、ガラスのほかに斜長石の針状結晶がやや方向性を有し、一種の流理構造を示している。

## C 紫蘇輝石玄武岩

母恋南町から地球岬燈台に行く途中、および燈台の東海岸に露出する岩脈を構成する岩石で、板状に割れ、黝黒色ないし暗褐色を呈し、はなはだ緻密な岩石である。この岩石は室蘭層中に礫として入つていることから、室蘭層堆積前に噴出したものと考えられる。

構成鉱物： 斜長石・紫蘇輝石・ガラス・磁鉄鈣

この岩石は標式的な玄武岩構造を示すもので、大部分はいちじるしく長柱状の斜長石と、紡錘状ないし針状の紫蘇輝石とから成つている。特に斜長石にくらべて、紫蘇輝

石の量は、はるかに多く、また磁鉄鉱は斜長石の次に多い。なお紫蘇輝石は褐色の緑泥石に置換されているのが普通である。特に注意すべきことは、大型斑晶状を呈して、石英と斜長石の捕獲結晶が入っていることである。これらは、ともに融蝕されており、特に斜長石は、まわりに反応縁としてミルメカイト状構造がみとめられ、明らかに捕獲結晶であることを示している。

## D プロピライト

プトフレイナイ・ムカリシヨ崎・地球岬燈台の西側・ポンチキュウ・母恋南町西側の山・母恋南町の神社附近および母恋公園町などに露出し、それぞれ独立した岩脈状の岩体を構成している。ことに前者3者は、柱状・板状節理の発達がいちじるしく、噴火湾に面して、塔状に屹立し、その高さは100 mに達している。それぞれの岩体によつて、プロピライト化には、強弱の差はあるが、一般に安山岩質岩石から変質したもので、暗緑色または青緑色を呈する緻密・堅硬な岩石である。

斑晶： 斜長石 ≫ 普通輝石

石基： 斜長石・緑泥石・方解石・輝石・黄鉄鉱

顕微鏡的には、斑晶の少ない安山岩質構造を示し、緑泥石・方解石の生成が、いちじるしいことが特徴である。斑晶の大半は変質しつつしているが、斜長石と少量の輝石がみとめられ、各岩体の原岩は、ほとんど全部が、斑晶の少ない普通輝石安山岩に属していたことを示している。

斑晶の斜長石は、おのおのの岩体によつて、その量が多いものも、きはめて少ないものもあるが、一般に累帯構造がいちじるしく、成分は曹灰長石に当る。方解石に置換されていることが目立つており、緑泥石化したものも普通にみられる。これらは、割目や裂開にそつているが、累帯構造にそつた変質も、しばしばみとめられる。輝石は新鮮なものはほとんどなく、緑泥石化がとくにいちじるしい。まれに緑色緑泥石の生成がみられるが、大部分は褐色の緑泥石である。

石基は、わりあいに新鮮なものもみられるが、一般に、わずかに斜長石の針状結晶の存在を知ることができる程度で、緑泥石・方解石の生成がいちじるしい。特に黄鉄鉱が生成しているものもみられ、また破片状あるいは融蝕された形の石英が、新鮮なまま残されていることもある。

## II グループ（室蘭層堆積中に噴出したもの）

このグループに属する岩石は、角閃石石英粗面岩・泥熔岩および普通輝石

紫蘇輝石安山岩の3種である。ほとんど例外なく周縁部の岩相は中心部と異なっており、また室蘭層の堆積層との関係は不明瞭で、判然とした境界のみとめられないのが普通である。したがって、明らかに室蘭層の構成員と判断されることは、既述のとおりである。岩石によつては、変質したものも、わずかにみとめられたが、一般には新鮮なものが多い。

### A 角閃石石英粗面岩

この岩石に属するものとしては、(1)ハリカラモイからマスイチにかけて、一部は熔岩流状に、一部は岩脈状に露出するもの、(2)測量山西麓(小橋内奥)、(3)ヨシサンベ山および、(4)御崎駅東方の糸付附近、などに露出するものなど、4岩体がみとめられる。また室蘭層のハリカラモイ石英粗面岩質集塊岩層中に入っている石英粗面岩の礫は、まったくこれに属する岩石である。

この岩石は、Iグループの石英粗面岩にくらべて、きわめて新鮮なものである。露出場所によつて、構成鉱物の量比に、多少の変化があるにせよ、顕微鏡的には、ほとんど同一の岩石であつて、一般に灰色ないし灰白色を呈し、石英・斜長石・角閃石などのかなり大型斑晶がみとめられる斑状岩である。マスイチおよびヨシサンベ山などの露出では、節理がよく発達し、周縁部は集塊岩状になつていることが観察される。

斑晶： 石英・斜長石 > 角閃石

石基： 石英・斜長石・磁鉄鉱

石基は微晶質で、わずかに緑泥石化作用を受けているものもある。

斑晶の石英は、一般に大型で、ときには融蝕された形をしめすものもみられる。斜長石は、酸性のもので、灰曹長石の成分をもち、聚片双晶はきわめて少く、累帯構造はとくにいちぢるしい。角閃石は大型の緑色角閃石で、 $X \cdot Y$  = 淡褐緑色、 $Z$  = 緑色の多色性を示す。

### B 泥熔岩

この岩石は、西小路附近・室蘭駅前の神社裏および北辰中学校附近に、集塊岩状を呈して露出するもので、室蘭層の電信浜安山岩質集塊岩層の比較的下部に介在している。暗灰色ないし灰白色を呈し、やや粗鬆な岩石である。

斑晶： 斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・(角閃石)

石基： ガラス・(斜長石)・磁鉄鈹

石基はほとんどガラスからなり、斑晶の大半は、破片状あるいは捕獲結晶状で、一種の泥熔岩質の岩石と思われる。

斜長石は、量が多く、破片状のものほかに、融蝕されたものもあり、緑泥石化や曹長石化作用が普通にみられる。有色鈹物は、紫蘇輝石よりも普通輝石の方が多く、紫蘇輝石は、 $X$ ＝淡黄色、 $Y$ ＝淡褐緑色、 $Z$ ＝淡緑色の多色性を示す。

### C 普通輝石紫蘇輝石安山岩

この岩石に属するものは、(1) 輪西駅前 (ガス会社附近)、(2) 輪西駅南方、(3) エ＝山北方の 173 m 丘陵地、(4) ポンチキユウ附近、(5) 日鋼卓頭附近、(6) 市立病院附近などに露出する 6 岩体がある。(5) は、幌別層の緑色凝灰角礫岩を  $N65^{\circ}E \cdot 50^{\circ}SE$  の走向・傾斜で貫ぬき、柱状節理がよく発達している。いずれも岩脈の産状を示すもので、集塊岩状を呈する部分が多く、ことに(4) は、ほとんどが集塊岩からなっている。これらは、室蘭層の電信浜安山岩質集塊岩層に漸移しており、同層中に入っている安山岩礫は、全く、これらの岩体の岩石と同一のものである。一般に暗灰色ないし灰色を呈し、緻密な岩石である。

斑晶： 斜長石>紫蘇輝石>普通輝石

石基： ガラス・斜長石・輝石・磁鉄鈹

この岩石は、各岩体を通じて、ⅠグループやⅡグループの安山岩より、基性火山活動の産物と考えられるもので、斑晶の斜長石は、割合に少く、有色鈹物の斑晶が比較的多いことが特徴である。一般にハイアロピテリック構造を示し、時に若干の緑泥石化作用をこうむっているものもある。

斑晶の斜長石は、 $An_{70}$ 前後で、基性の曹灰長石の成分をもち、径 1.5 mm 程度の大きさのものが多く、輝石の包裹物をもっている。ポンチキユウ浜のものは、拍子木状の斜長石が、わずかに方向性をもつて配列している。一般に割目に沿つて、ガラスや緑泥石に置換された部分がみとめられる。また、わずかであるが曹長石化をこうむっているものもある。紫蘇輝石は、大型で長柱状を呈し、量も多く、やや強い、 $X$ ＝淡褐色、 $Y$ ＝淡緑褐色ないし淡黄色、 $Z$ ＝淡緑色の多色性を示す。普通輝石は、大小いろいろの長柱状を呈し、ときに融蝕された形がみられ、量は多い方である。これらの有色鈹物は、一般に緑泥石に置換されている。

石基を構成するものとして、量的に多いのは、ガラス、斜長石の針状結晶である。そのほかまれではあるが、普通輝石安山岩あるいはプロピライトなどの捕獲岩がみられ、

また融蝕形の石英粒をしばしば捕獲結晶として有している。ことに日鋼阜頭附近および市立病院附近のものは、これがいちじるしいようである。

### Ⅲ グループ（室蘭層を貫ぬくもの）

このグループに属する岩石は、普通輝石安山岩・普通輝石紫蘇輝石安山岩・玄武岩質安山岩・普通輝石玄武岩の4種である。これらは例外なく岩脈として噴出したもので、ほとんどが、地形的に突出した山峰を構成している。ⅠグループやⅡグループの岩石にくらべて、きわめて新鮮なものばかりである。

#### A 普通輝石安山岩

この岩石に属するものは、(1) 御崎電業所附近（ヘビ島）、(2) チキユウ岬燈台附近、(3) ポンモイおよび、(4) 母恋南町東側に露出する4岩体がある。いずれも岩脈の産状を示すもので、(1) および(3)は、柱状節理がよく発達している。暗灰色を呈するやや緻密・堅硬な岩石である。

斑晶： 斜長石〉普通輝石

石基： 斜長石・ガラス・緑泥石

この岩石は、ⅠグループおよびⅡグループの安山岩にくらべて、かなり酸性である。すなわち、斑晶のほとんどは斜長石でしめられ、普通輝石はわずかにみとめられる程度のもので、ハイアロピリテック構造を示す岩石である。

斑晶の斜長石は、径2mm~1.5mm程度の大型のものと、拍子木状の小型のものがあり、大型のものには累帯構造がきわめて明瞭に発達しており、成分はほぼ曹灰長石にあたる。まれに曹長石化されている。普通輝石は、きわめて少く、長柱状の小型のもので、かなり緑泥石化されている。

石基は緑泥石化作用を受けたものもみとめられ、斜長石の冊子が多く、ガラスは割合に少い。

#### B 普通輝石紫蘇輝石安山岩

この岩石に属するものは、母恋富士およびエニ山北東方の丘陵地を構成する2つの岩脈である。前者は柱状節理の発達が、きわめて良好である。ともに淡緑灰色ないし暗灰色を呈する斑状岩である。

斑晶： 斜長石〉紫蘇輝石・普通輝石

石基： ガラス・斜長石・輝石・磁鉄鉱・緑泥石

この岩石は、やや多斑晶のハイアロピリテック構造を示すものである。

斑晶の斜長石は、一般に小型で、1 mm に達するものはみられない。聚片双晶の発達には良好であるが、累帯構造は不良である。成分は、曹灰長石附近のものである。新鮮なものは比較的少く、輝石・磁鉄鉱などを包裹していることが多い。紫蘇輝石・普通輝石とともに小型のもので、緑泥石化しているものが多い。

石基は、微針状の斜長石、輝石粒が割合に多く、ガラスは比較的少ない。

母恋富士のものには、しばしば破砕形あるいは融蝕形の石英の捕獲結晶が入っている。

### C 玄武岩質安山岩

この岩石に属するものは、図幅中の高最峰である測量山 (200.5 m) を構成する岩脈で、暗灰色ないし黝灰色を呈し、やや斑晶の多い粗粒な岩石である。

斑晶： 斜長石 > 普通輝石

石基： 斜長石・輝石・磁鉄鉱

この岩石は、ほぼ完晶質の玄武岩構造を示すもので、かなり大型の斑晶を有し、粗粒玄武岩に近いものである。

斑晶の斜長石は、ときには 2 mm に達するものがあり、聚片双晶がみとめられる。成分は An 80 で曹灰長石にあたる。普通輝石は、斜長石にくらべて、その量は少く、まれに存在するにすぎない。

石基は、多量の短冊型の斜長石微晶が、無方位に散在し、その間を粒状の輝石と磁鉄鉱でうずめている。

### D 普通輝石玄武岩

この岩石に属するものは、エニ山 (188 m) を構成する岩脈で、柱状節理の発達がいちじるしく、俗に鋸山と呼ばれているほどである。灰色または暗灰色を呈するやや粗粒な岩石である。

構成鉱物： 斜長石・普通輝石・ガラス・磁鉄鉱

この岩石は、やや粗粒の標式的な玄武岩構造を示すもので、特に粗粒となつた部分には、オフィテック構造がみとめられる。

細長い拍子木状の斜長石が、いちじるしい方向性を示して配列し、輝石は、粒状あるいは長柱状をなしている。長柱状のものは大体斜長石と同じ方向性をとつている。また大きさが 0.5 mm 程度になると、オフィテック構造をとるようになり、間隙をうずめて、ガラスが少量存在する。

## 第 7 章 地 史

以上の各章でのべたことから、この地域の地質構成が、現在みられるようになつた経緯をある程度推定することができる。

### I 新第三紀

西南北海道のほとんどの地域がそうであるように、この地域の基盤岩層も、「いわゆる古生層」といわれている先新第三紀層からなつていようである。新第三紀以前の長期間の削剝を経たのち、この基盤岩層の上に直接新第三紀層が堆積した。

概観すると、この新第三紀層は、火山碎屑岩を主体とし、種々の火山岩を伴うもので、西南北海道の各地域と同様に、新第三紀には、火山活動がきわめて旺盛であつたことを物語つている。しかし西南北海道のタイプである渡島半島地域とは、やや趣をことにし、八雲層や瀬棚層に相当する地層を欠除している。

**A 幌別層堆積期：** 新第三紀初葉になつて、陸地化をつづけてきたこの地域も海水下に没して、まず訓縫統に相当する幌別層を堆積した。この堆積の前半は、緑色凝灰岩をはじめ、火山碎屑岩を主体とするもので、安山岩質の火山活動が連続的に行われたことを示している。この火山活動は海底で行われたものらしい。幌別世の後半には、しだいに火山活動が衰えて、砂質ないし泥質の地層が堆積した。しかし後半期でも火山活動が全く静止したわけではなく、しばしば火山灰や角礫層をもたらした。また前半にもたらされた凝灰岩が、主として安山岩質であつたことにたいして、後半では石英粗面岩質に変つていることは特徴的である。このような堆積相または火山活動上の変遷は、「登別温泉<sup>7)</sup>図幅」地域の幌別層と全く軌を一にしている。

**B 幌別層削剝期：** この時期になると、図幅地域は陸化して小規模な地殻運動があつた。(この地域で八雲層に相当する地層を欠除していることや、

幌別層と室蘭層との間に構造上の差がみられることは、この間の経緯を物語っているものである。)この運動と相前後して、かなり旺盛な火山活動が行われ、母恋地区にみられるように、酸性から基性にわたって多様な火山岩類が噴出した。また、この火山活動にともなわれて、かなり強烈な鉄染作用があり、幌別層や火山岩類に変質を与え、黄鉄鉱や銅・亜鉛などの小規模な鉄床をもたらしている。

この火山活動ののちにも、なおかなりの削剝期間をへて室蘭層がもたらされた。

**C 室蘭層堆積期：** 前記のように、陸化・削剝をつづけてきたこの地域も、この時期になつて、ふたたび海進をうけ、礫層や砂層を堆積した。しかし、この堆積にひきつづいて、猛烈な酸性の火山活動が開始され、石英粗面岩が噴出し、これにともなつて、きわめて岩相の変化がはげしい、同質の集塊岩や凝灰岩などの火山碎屑岩層をもたらした。この火山活動も海底（浅海地域）の活動と考えられる。やがてこのような酸性岩の活動がしだいに間歇的になり、衰弱してゆくにつれて、安山岩質の火山活動が開始された。しかしこの型の火山活動は、酸性岩活動のときほど強烈なものではなく、小地域に泥熔岩として溢流したりあるいは岩脈状に貫入したり、火山灰や角礫を降らした程度で、しばしば砂質ないし泥質の地層の堆積作用によつて中断されたらしく、きわめて間歇的な活動であつた。しかも、後半になるとさらに衰えて、火山灰を降らしているだけにおわり、この時期の堆積層を概観すると砂岩層や泥岩層が卓越している。

**D 室蘭層削剝期：** 室蘭層の堆積後、この地域は陸化に転じ、第三紀末まで削剝がつづけられた。しかしこの時期にも、なお安山岩および玄武岩の火山活動が行われた。この活動は室蘭層堆積前や堆積中であつた火山活動のようなはげしさはなく、室蘭層堆積中の活動にひきつづく、ほとんど余波的な活動であつた。一方、瀬棚層に相当する地層のみられないような長期にわたる削剝期間には、大きな造構造運動があつて、現在みられるような地質構造の大様が定まつたらしい。この造構造運動は、ほとんど褶曲をとまなわず、

主に断層運動で代表されるもので、陸上でみとめられる主断層のほかに、半島南岸の海底急崖なども、この時期に形成された構造弱線のなごりと考えられる。

## II 第四紀

第四紀になると、この図幅の近接地域である本島部の登別地方や白老地方には、下部洪積世の地層や、室蘭岳、鷲別岳あるいは倶多楽火山などの火山噴出物がかなり厚く発達したが、図幅地域半島部には、これらに相当する地層はもたらされなかつた。おそらく洪積世初期から沖積世初葉にかけては、室蘭半島は、ほとんど海面下に没するか、あるいは本島部から切りはなされて、海上に孤立した小島であつた。すなわち半島の南海岸の高さ 50 m 附近に、海蝕の跡がのこされていることや、絵鞆層・祝津層などは、上部洪積世末期当時の海岸線の位置を示すものであり、少くも当時の海岸近くの堆積物とみることができる。

このような孤島の時期にも、一部では削剝が行われて、断層破砕帯や脆弱な岩層はけずり去られるとともに、上昇運動がつづいて、沖積世の後期には、ついに現在みられるような、連続した半島地形が形成された。歴史時代に入つては、この地帯の南方の駒ヶ岳を噴出源とするらしい火山灰が降っている。

## 第 8 章 応用地質

この図幅地域には、地下資源としてみるべきものがない。しかし、諸所に露出する火山岩は採石されて、種々の用途に用いられている。またきわめて小規模で、今のところ稼行価値は全くないと思われるものではあるが、母恋地域には幌別層の構成員が、黄鉄鉱によつて鉄染されているところがあり、銅・亜鉛の小さい鉄脈がみとめられる。そのほか、海岸に砂鉄があり、また母恋においては、陶土および褐鉄鉱があるが、いずれも貧弱な規模のもので

ある。

## I 黄鉄鉱および銅・亜鉛鉱

**黄鉄鉱：** 前記のように小規模なものであるが、参考までに、黄鉄鉱による鉱染作用をうけている箇所をあげると次のようである。

鉱 染 箇 所	鉱 染 さ れ た 岩 石
チャラチナイ 附近	緑色凝灰岩・緑色凝灰角礫岩
プトフレナイ 附近	緑色凝灰岩・緑色凝灰角礫岩
室蘭商業高校 附近	斜長石石英粗面岩
ポロチキュウ 附近	普通輝石安山岩・プロピライト
ボンチキュウ 附近	斜長石石英粗面岩・プロピライト
曙グラウンド 附近	斜長石石英粗面岩・プロピライト

**銅・亜鉛鉱：** 昭和25年2月、母恋公園町の曙グラウンド建設中に発見されたものである。幌別層を貫ぬく石英粗面岩中胚胎する裂隙充填鉄脈であるが、現在のこつている露頭では、鉄石鉄物をほとんどみることができない。いずれにしてもきわめて貧弱なもので、稼行の対象にはならないものである。

<sup>2)</sup>  
渋谷五郎によれば、発見当時に採集された鉄物は次のようなものであつた。

**靱銅鉱：** 最大2cmに達するものがあり、美しい等軸晶型の錐面がみられる。

**閃亜鉛鉱：** 表面に黄鉄鉱の微晶が多量共存する。また閃亜鉛鉱の中には、スピネル双晶および聚片双晶をしたものが見出された。

## II 砂 鉄

祝津海岸に、海浜漂砂鉄鉱床が発達している。この鉄床は昭和26年11月から、丹野組によつて採掘されはじめているが、調査当時(昭和27年2月)は海浜附近だけを採掘し、水選を行つたのち、日産2~3トンの生産をあげ、富士製鉄、八幡製鉄などに送つていた。

海岸鉦床区だけの鉦量を概算すれば、次のようである。

品位 (%)	延長 (m)	幅員 (m)	層厚 (m)	比 重
60	600	5	1	2.6
賦存鉦量 (ton)		可採率 (%)		可採鉦量 (ton)
4,680		50		2,340

このほか、祝津町の住宅地域の沖積層中にも、相当量の砂鉄が含まれており、約3万トンの埋蔵量が推定される。

### Ⅲ 石 材

この地域には多数の岩脈が発達しており、その露頭が、交通の便のよいところにあるものは、ほとんどすべて採石されている。その用途は、道路の敷石・建築物の土台石・港湾埋立用石などである。

参考までに、採石箇所および岩石の種類をあげれば、次のようである。

採石場所	経営者	岩 種	用 途
開運町市役所裏	市 営	普通輝石安山岩	道床バラス
舟見町栄高校附近	和泉石材店	普通輝石安山岩 緑色凝灰岩	建築石材
母 恋 南 町	和泉石材店	普通輝石安山岩	バラス
新 富 町	千 葉 組	普通輝石安山岩	バラス・港湾埋立石
母 恋 南 町	地 崎 組	プロピライト	コンクリートバラス
輪西ガス会社附近	東 亜 港 湾	普通輝石紫蘇輝石安山岩	バラス・港湾埋立石
御崎発電所横 (へ ビ 島)	北 興 株 式 会 社	普通輝石安山岩	バラス・港湾埋立石
海 岸 町	池 田 組	普通輝石紫蘇輝石安山岩 集塊岩	バラス
母 恋 北 町 (母 恋 富 土)	牧 野 組	普通輝石紫蘇輝石安山岩	バラス・港湾埋立石
輪 西 奥 (エ ニ 山 173 m)	—	普通輝石紫蘇輝石安山岩	バラス

### Ⅳ 陶土および褐鉄鉦

母恋公園町附近の、石英粗面岩のいちじるしく陶土化の進んだものは、陶土として数年前まで採掘され、利用されていたということであるが、調査当

時は、その採掘跡は既にわからなくなっていた。

褐鉄鉱は前述の黄鉄鉱の鉱染鉄床の酸化帯に発達するもので、もとより小規模なものである。10 数年前に僅かに採掘されたということもきくが、鉱量の点からみると、いまさら問題になるようなものではない。

## 文 献

- 1) 深谷龍太： 登別図幅 (10 万分の 1)。北海道工業試験場，未刊行
- 2) 渋谷五郎： 室蘭稀布附近の地質及び岩石。北大理学部地鉱教室修論 (手記)。  
(1950 年，昭和 25 年)
- 3) 佐藤文男： 室蘭半島の地質概要。室蘭工大，地学研究，1 卷 3 号 (1949 年，昭和 24 年)
- 4) 佐藤文男： 室蘭附近の火山岩。室蘭工大研究報告，1 卷 1 号 (1950 年，昭和 25 年)
- 5) 水路部： 「室蘭港海図」(2 万分の 1)，(1947 年，昭和 22 年)
- 6) 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 40 卷，41 卷 (1933 年～1934 年，昭和 8 年～9 年)
- 7) 斎藤昌之・小山内照，酒匂純俊： 「登別温泉図幅」説明書。北海道地下資源調査所 (1953 年，昭和 28 年に刊行の予定)
- 8) 佐藤文男・沢田義男： 鷲別岳附近の火成活動について。新生代の研究，13 号 (1952 年，昭和 27 年)
- 9) 土居繁雄： 「白老図幅」説明書。北海道地下資源調査所 (1953 年，昭和 28 年)
- 10) 浦上啓太郎・長沼祐二郎・富樫利八： 北海道における火山灰に関する調査報告 第 2 報。火山，1 卷 4 号 (1933 年，昭和 8 年)

EXPLANATORY TEXT  
of the  
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN  
Scale, 1 : 50,000

---

MURORAN  
(Sapporo-69)

By  
Hiroshi Osanai  
Sumitoshi Sakō  
(Geological Survey of Hokkaido)

Résumé

The area surveyed during 1951-1952 for about 30 days, covers the whole extension of the Muroran peninsula. The main mass is a hilly land, extending south-west ward for some distance, and then curves toward north-west. Its hilly distal extension embraces from south-east the Muroran bay which is an embayment at the eastern limit of the Uchiurawan, known also as the volcanic bay, of Hokkaido. Proximally the peninsula is connected with the main land by a low alluvial flat. The main hilly part of the peninsula is formed of the Neogene and Quaternary formations, the former accompanying pyroclastic and igneous rocks, which occur as extrusives and dykes. Topographically the axial ridge of the peninsula, about 100 m. above sea-level, is close to the southern side with a rather gentle slope toward north. The slope is dotted with monadnocks due to the resistance of igneous dykes reaching to the height of about 80~90 m. above the several surface of the slope. This hilly part is divided into two blocks by a structural line running N-S. Southern coast is irregular and rugged, and presents a beautiful natural scenery.



above according to rock facies. The **Harikaramoi liparitic agglomerate member** consists of conglomerate, liparitic tuffaceous agglomerate, liparitic tuff, tuff-breccia, etc., and the hornblende liparite is intercalated in the lower part either as lava flows or dykes. The conglomerate contains rounded pebbles of green tuff, propylite, basalt, liparite, gray shale, slate, diorite, etc., the matrix being coarse tuffaceous sandstone. The agglomerate is formed of larger angular fragments of hornblende liparite which is predominant, augite hypersthene andesite, mud-lava like rocks, etc., and smaller pebbles of green tuff, slate, diorite, etc., the whole sediments being of the pyroclastic origin. Rapid facies change between liparite and either agglomeratic lava, or tuffaceous agglomerate, and even toward liparitic tuff and tuff-breccia is remarkable. The maximum thickness is about 100 m., but it varies considerably. This member gradually merges upwards into the **Densinhama andesitic agglomerate member** which is divided into two parts. The lower consists of andesitic tuffaceous agglomerate, tuff and tuff-breccia, and intercalates thin beds of tuffaceous sandstone and tuffaceous shale or mudstone, and intruded by augite hypersthene andesite dykes at various places in Wanishi area. At certain places this lower part grades into contemporaneous andesite. The upper part consists of yellowish or pale gray tuffaceous coarse sandstone, gray tuffaceous shale or mudstone, tuff and tuff-breccia, and, sometimes, intercalates thin beds of andesitic tuffaceous agglomerate. This member is chiefly andesitic tuffaceous agglomerate which contains fresh pebbles of augite hypersthene andesite: and the lateral change from agglomerate to tuffaceous sandstone is very frequent, and the variation of the thickness of strata is very remarkable, the maximum thickness being about 150 m.

The Quaternary group is distributed in small areas of the peninsula and unconformably overlies the Neogene Tertiary and volcanic rocks. It is divided into three formations as shown in the table. The **Etomo formation** develops in the western area of the peninsula and consists mainly of agglomerate, and includes large angular blocks and brecciated pebbles, loosely cemented with sandstone and pumiceous sandstone, pale

brown or pale yellowish-brown in color. The composition of this formation is same as that of the Horobetsu and the Muroran formations, due to the derivation of the material from the volcanic rocks of the Neogene Tertiary, or the lower diluvium. The thickness is estimated to be about 35 m. The **Shukuzuski formation** overlies the Etomo formation unconformably, and develops chiefly in the western area of the peninsula, though it is also found in the Densinhama, Ponmoi, eastern area, etc. It is about 25 m. in thickness, and consists of dark gray or pale black, coarse to fine grained sand. This member occupies the flat surface of the lower, younger pleistocene terraces which often attain the height of about 35 m. above sea-level. The **alluvial formation** consists of loose sand, gravel, clay, volcanic ash and talus deposits, and is distributed on the flatter land surface along the sea shore, and the low lands around Muroran, Bokoi, etc.

Volcanic rocks in this area are mostly dykes and lavas, and are roughly divided into three groups according to the period of extrusion, as summarized below.

- |                |   |  |
|----------------|---|--|
| I Group.....   | { | <ul style="list-style-type: none"> <li>A. Plagioclase liparite</li> <li>B. Augite andesite</li> <li>C. Hypersthene basalt</li> <li>D. Propylite</li> </ul>           |
| II Group.....  | { | <ul style="list-style-type: none"> <li>A. Hornblende liparite</li> <li>B. Andesitic mud-lava</li> <li>C. Augite hypersthene andesite</li> </ul>                      |
| III Group..... | { | <ul style="list-style-type: none"> <li>A. Augite andesite</li> <li>B. Augite hypersthene andesite</li> <li>C. Basaltic andesite</li> <li>D. Augite basalt</li> </ul> |

I Group covers or intrudes in the Horobetsu formation, and the fragments are contained in the conglomerate bed of the Muroran formation.

II Group is considered to have extruded during the deposition of the Muroran formation.

III Group penetrates the Muroran formation.

These three groups differ from each other as is shown in the next table.

	degree of alteration	microscopic observation			distribution	occurrence	degree of volcanism
		kinds of andesite	phenocryst of andesite	pyroxene of basalt			
I	conspicuousness	augite andesite	mafic minerals poor	hypersthene	Bokoi district	lava flow & dyke	strong
II	altered in some degree	augite hypersthene andesite	mafic minerals very rich	—	Muroran, Wanishi district	lava flow & dyke	very strong
III	generally fresh	augite andesite augite hypersthene andesite	mafic minerals poor	augite	full area	dyke	weak

#### Economic Geology.

The formation corresponding to the important ore-bearing Kunnui Series of southeastern Hokkaido is not found widely in this area, to the effect that mineral deposits are ill of limited scales, and have hardly any economic value. The only resource of some economic importance are volcanic dykes and agglomerates that are quarried for civil engineering purposes.

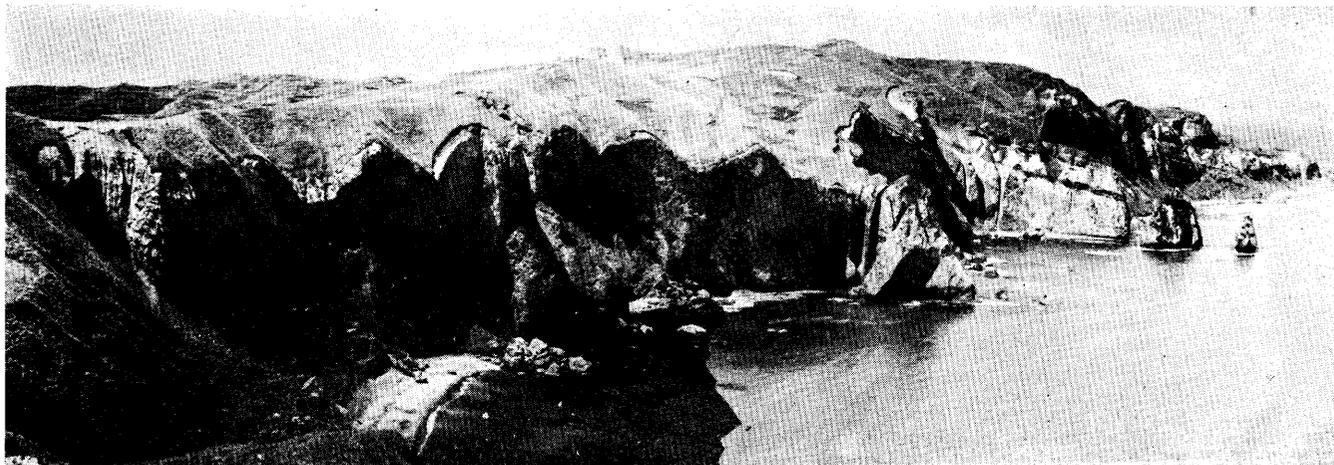
札幌第 69 号室蘭図幅説明書  
第 1 図 版

MURORAN (Sapporo-69)  
PLATE 1



測量山から東部を望む

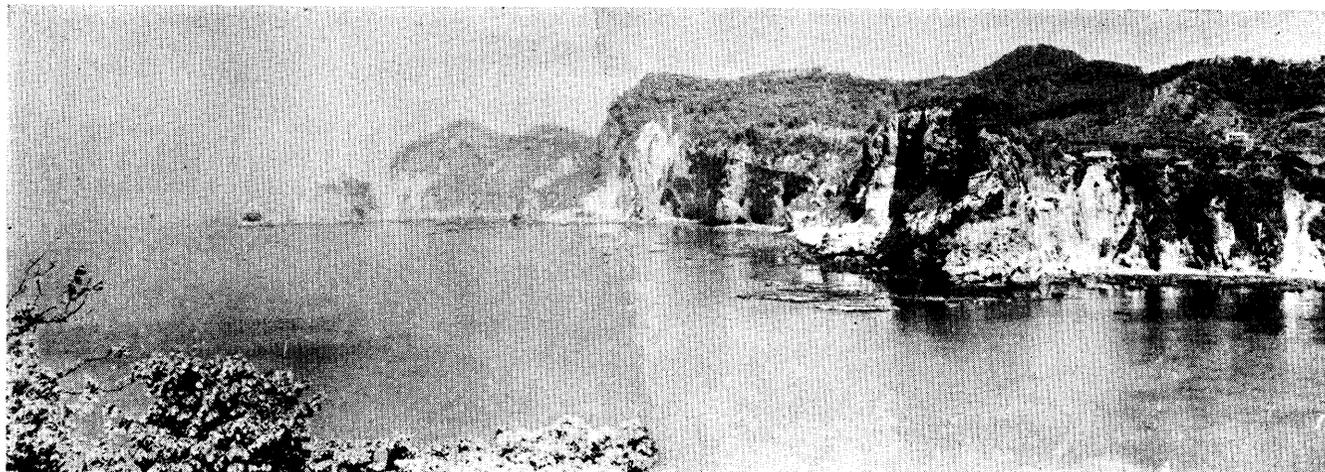
View of the eastern area of the Muroran peninsula from Sokuryozan.



トツカリシヨ岬から北東方を望む

露出は室蘭層 (ハリカラモイ石英粗面岩質集塊岩層  $Mu_1$ )

View of the north-eastern district of Tokkarisho-misaki, showing the characteristic member of the Muroran formation (Harikaramoi liparitic agglomerate member).



ポンモイから西方の測量山，マスイチ方面を望む

View of Sokuryozan- and Masuichi-district from Ponmoi.

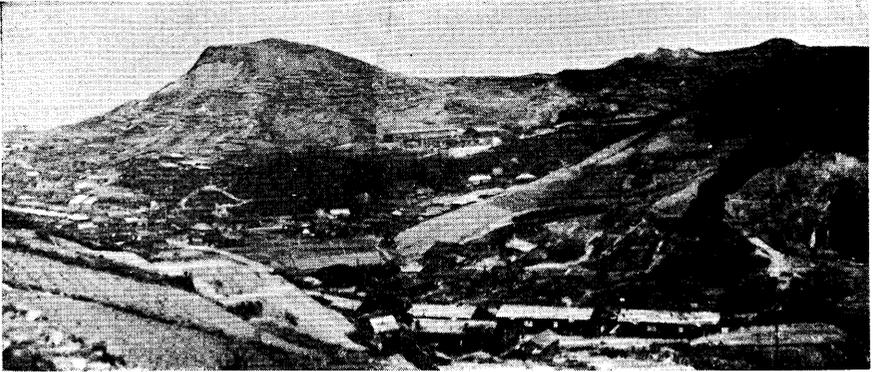
第 4 図 版 PLATE 4

第 1 圖 母恋南町から母恋富士・エニ山を望む

Fig. 1. View of Bokoi-fuji and Eniyama from Bokoi-minamimachi.

第 2 圖 チャラチナイ海岸からマドイワ（プロピライト）を望む

Fig. 2. View of sea-cliff, consisting of Propylite, at Madoiwa, near Charachinai.



第 1 図

Fig. 1



第 2 図

Fig. 2

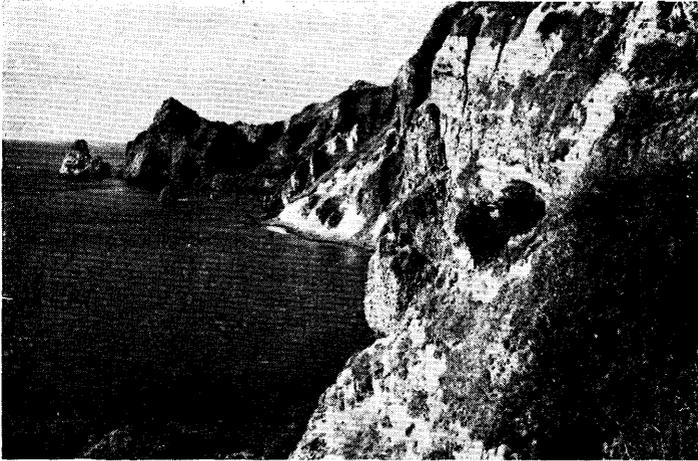
第 5 図 版 PLATE 5

**第 1 圖** 電信浜—マスイチ間の崖上からマスイチ方面を望む。手前の露出は室蘭層（電信浜安山岩質集塊岩層）

**Fig. 1.** View of Masuichi district from the cliff between Denshinhaman and Masuichi, showing the member of the Muroran formation (Denshinhaman andesitic agglomerate member).

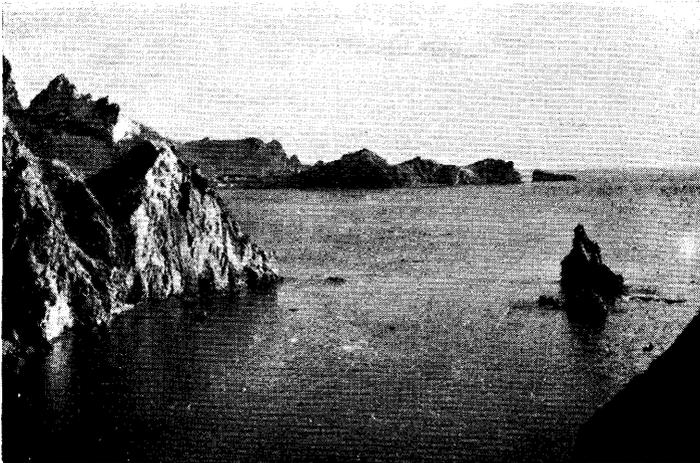
**第 2 圖** マスイチから東方電信浜方面を望む。手前の露出は室蘭層（ハリカラモイ石英粗面岩質集塊岩層）

**Fig. 2.** View of Denshinhaman district from Masuichi. The Muroran formation (Harikaramoi liparitic agglomerate member), is exposed at sea-cliff.



第 1 図

Fig. 1



第 2 図

Fig. 2

第 6 図 版 PLATE 6

第1圖 ポロイソ崎から東方マドイワ方面を望む。手前の露出はプロピライト

Fig. 1. View of Madoiwa district near Poroisozaki, showing an outcrop of propylite.

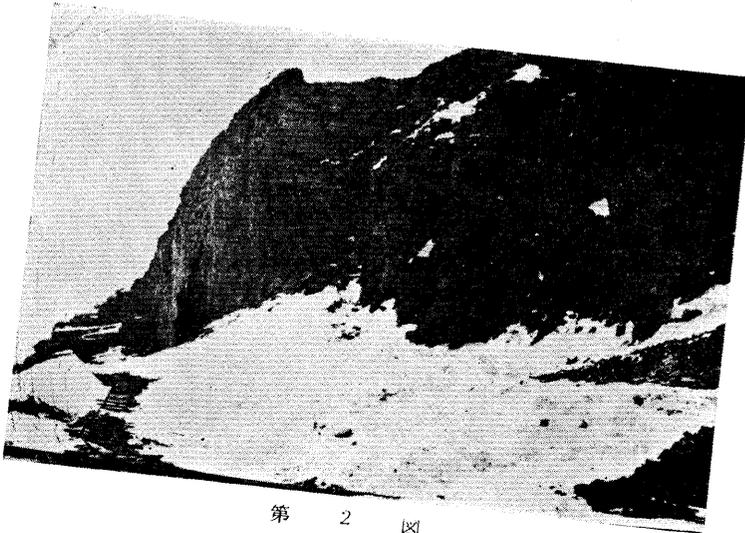
第2圖 御崎電業所附近（へび島）の安山岩（普通輝石安山岩…IIIグループ）の柱状節理

Fig. 2. Columnar joints, of andesite (augite andesite...III group) at the neighbourhood of Misaki electric power-station (Hebi-jima).



第 1 図

Fig. 1



第 2 図

Fig. 2

第 7 図 版 PLATE 7

第1圖 ポロチキユウ附近の普通輝石安山岩（集塊岩）の露出

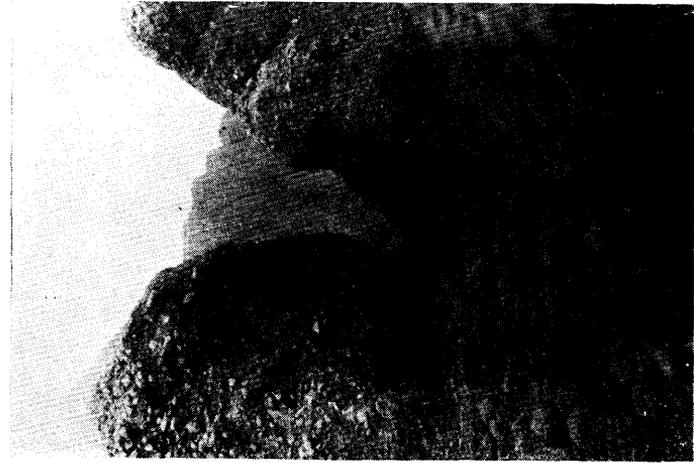
Fig. 1. Bluff at Porochikyu, showing augite andesite (agglomerate).

第2圖 ポロチキユウ附近のプロピライト柱状節理

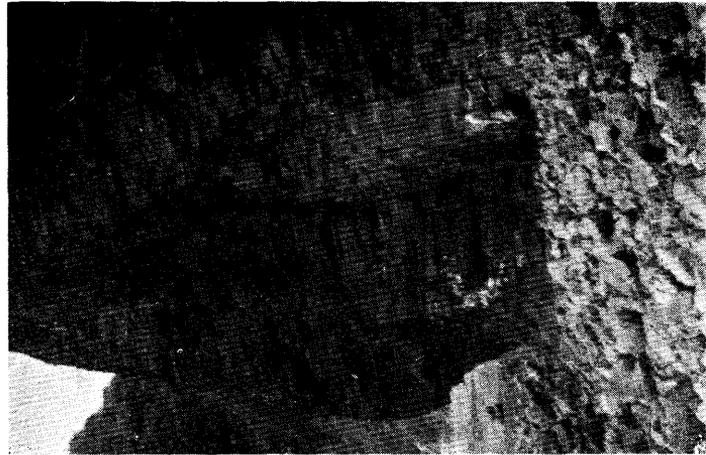
Fig. 2. Columnar joints of Propylite at Porochikyu.

札幌第69号室蘭図幅説明書  
第7図版

MURORAN (Sapporo-69)  
PLATE 7



第1図  
Fig. 1



第2図  
Fig. 2

第 8 図 版 PLATE 8

第 1 圖 測量山玄武岩質安山岩の露出

Fig. 1. Basaltic andesite at Sokuryozan.

第 2 圖 祝津附近の祝津層の露出

Fig. 2. A part of section of the Shukuzushi formation near Shukuzushi.

札幌第69号室蘭図幅説明書  
第8図版



第1図  
Fig. 1

室蘭 (Sapporo-69)  
第8版



第2図  
Fig. 2

第 9 図 版 PLATE 9

第 1 圖 斜長石石英粗面岩, 室蘭商業高等学校附近 (I グループ)

× 30, + ニコル

P : 斜長石, Q : 石英

Fig. 1. Plagio-liparite in the neighbourhood of Muroran high commercial school (I group).

× 30, + nicol

P : Plagioclase, Q : Quartz

第 2 圖 紫蘇輝石玄武岩, チキユウ岬燈台附近 (I グループ)

× 30, // ニコル

Hy : 紫蘇輝石

Fig. 2. Hypersthene basalt in the neighbourhood of Chikyu-misaki lighthouse. (I group).

× 30, // nicol.

Hy : Hypersthene

第 3 圖 普通輝石安山岩, チャラチナイ熔岩 (I グループ)

× 30, // ニコル

P : 斜長石, Au : 普通輝石

Fig. 3. Augite andesite. Charachinai lava. (I group)

× 30, // nicol

P : Plagioclase, Au : Augite

第 4 圖 プロピライト, ポロチキユウ (I グループ)

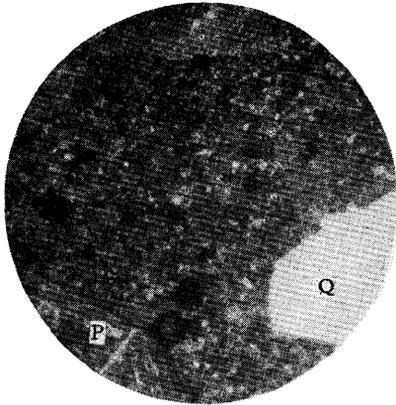
× 30, // ニコル

P : 斜長石, Py : 黄鉄鉱

Fig. 4. Propylite. Porochikyu. (I group)

× 30, // nicol

P : Plagioclase, Py : Pyrite



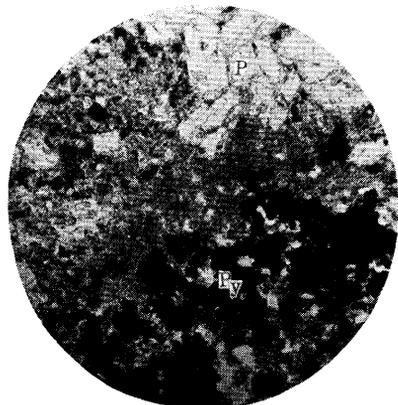
第 1 図  
Fig. 2



第 2 図  
Fig. 1



第 3 図  
Fig. 3



第 4 図  
Fig. 4

第 10 図 版 PLATE 10

第 1 圖 角閃石石英粗面岩，マスイチ（II グループ）

× 30, // ニコル

Q : 石英, Ho : 角閃石

Fig. 1. Hornblende liparite. Masuichi. (II group).

× 30, // nicol

Q : Quartz, Ho : Hornblende

第 2 圖 普通輝石紫蘇輝石安山岩，輪西駅前（II グループ）

× 30, // ニコル

Au : 普通輝石, Hy : 紫蘇輝石, P : 斜長石

Fig. 2. Augite hypersthene andesite in the front of Wanishi station.  
(II group).

× 30, // nicol

Au : Augite, Hy : Hypersthene, P : Plagioclase

第 3 圖 安山岩質泥熔岩，西小路附近（II グループ）

× 30, // ニコル

Au : 普通輝石

Fig. 3. Andesitic mud-lava in the neighbourhood of Nishikoji.

× 30, // nicol

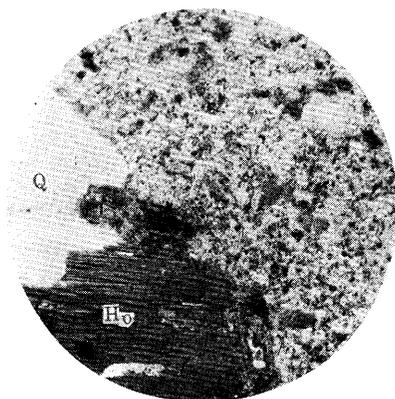
Au : Augite

第 4 圖 紫蘇輝石玄武岩，エニ山（III グループ）

× 30, // ニコル

Fig. 4. Hypersthene basalt. Eni-yama. (III group)

× 30, // nicol



第 1 図  
Fig. 1



第 2 図  
Fig. 2



第 3 図  
Fig. 3



第 4 図  
Fig. 4

昭和 28 年 2 月 20 日 印刷

昭和 28 年 2 月 28 日 発行

著作権所有 北海道地下資源調査所

印刷者 三 田 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 SANŌ, DIRECTOR.

---

**EXPLANATORY TEXT**

OF THE

**GEOLOGICAL MAP OF JAPAN**

SCALE 1 : 50,000

---

**MURORAN**

(SAPPORO—69)

BY

HIROSHI OSANAI

SUMITOSHI SAKŌ

---

SAPPORO, HOKKAIDO

1 9 5 3