
5 萬分の 1 地質図幅説明書

春 立

(札幌一第 70 号)

地 質 調 査 所

昭和 35 年

春立図幅および説明書正誤表

説 明 書

頁	誤	正
6頁 上から4行	$cZ=10^{\circ}\pm$	$\hat{c}Z=10^{\circ}\pm$
13頁 下から6行	水面状	水面上
英 文		
1頁 上から8行	SATOh	SATOH
2頁 Table 1	Allurium	Alluvium
“ 下から1行	Nōya	Noya
3頁 上から2行	Nōya	Noya
“ “	Nōya	Noya
“ “ 12行	Nōya	Noya
“ “ 18行	Nōya	Noya

地 質 図

- 1) 地名中の捫別，春立 Harutachi を除く。
- 2) 調査者名中 Satō は Satoh の誤り。

550.85(084.32)(524) [1 : 50,000] (083)

5 萬分の 1 地質図幅説明書

春 立

(札幌一第 70 号)

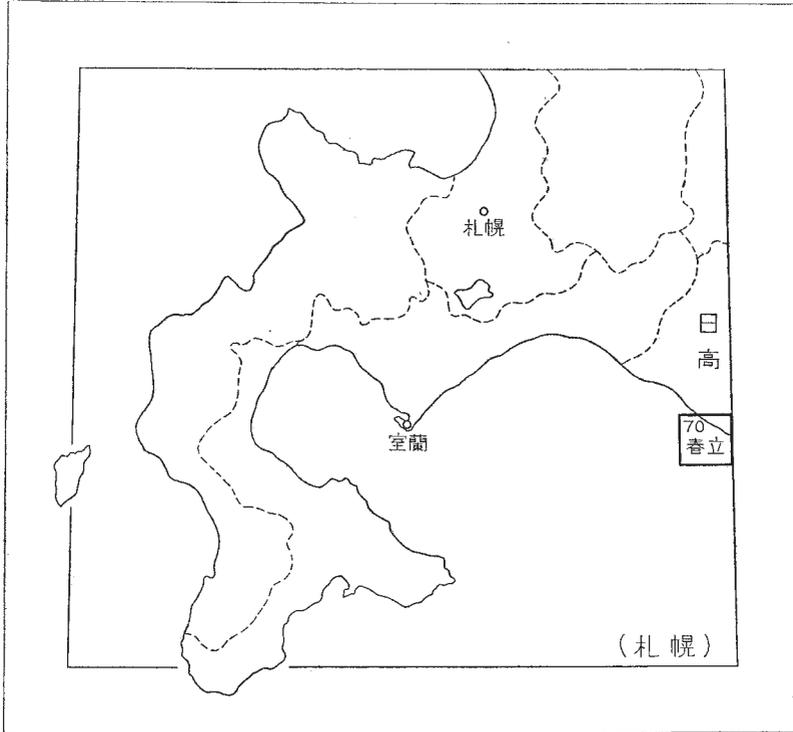
通商産業技官 佐藤博之

通商産業技官 山口昇一

地質調査所

昭和 35 年

位置図



()は1:500,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地 質	2
II. 1 概 説	2
II. 2 先白堊系	5
II. 3 蛇紋岩	6
II. 4 新第三系	7
II. 4. 1 農家層	7
II. 4. 2 アザミ沢層	9
II. 4. 3 静内層	12
II. 5 第四系	15
II. 5. 1 更新統	15
II. 5. 2 現世統	15
II. 6 地質構造	16
III. 応用地質	17
文 献	18
Abstract	1

1 : 50,000 地質図幅
説 明 書

(昭和34年稿)

春 立

(札幌一第70号)

本図幅の野外調査は、昭和33年5月および11月の2回にわたって行なわれ、内業は引き続いて地質調査所北海道支所において行なわれた。

野外調査にあたっては踏査図として縮尺約4万5千分の1の空中写真から作製した水系図を用い、地質図には地理調査所の5万分の1空中写真図化図を使用した。

新第三系貝化石の鑑定は本所松野久也技官に、同じく有孔虫化石の鑑定は東北大学理学部地質学古生物学教室高柳洋吉学士による。

I. 地 形

本図幅地域は北海道の脊梁を造る日高山脈の南西麓に位置し、太平洋に臨む丘陵地帯を形成している。地形は一般に低平であり、通常海拔100m前後の丘陵が起伏し、最高点さえも海拔200mを超えない。海岸線に沿って3段の段丘面が認められ、段丘面の末端は高さ30～40mの海蝕崖をもって海に面し、現在の汀線との間には狭長な砂浜が認められるにすぎない。東静内—春立間の海岸には広い海蝕台が形成されている。

本図幅地域の河川は、おゝむね北北東—南南西の流路をとって太平洋に注いでいるが、捫別川を除いてはいずれも小河川が多く、おもなものとしてはそのほかに西からロクマップ沢・有勢内沢および有良ノ沢などがある。

本図幅地域で認められる段丘面は日高地方沿岸の他の地域に較べて狭小であり、ほぼ海岸線に沿って分布し、内陸部にはもっとも高位の馬歌山面を除いて認められない。これらの段丘面はその平坦面の高さから、北隣の静内図幅¹³⁾地域の段丘面と比較

検討してその区分に従うと、次のようになる。

- | | |
|---------|---------|
| 1) 馬歌山面 | 80～120m |
| 2) 豊畑面 | 60～80m |
| 3) 美園面 | 40m |

馬歌山面は本図幅地域の北西部に分布し、北隣静内図幅地域に発達する馬歌山面の連続である。静内図幅地域では平坦面の高さは海拔約 200m から始まり、海岸に向かって徐々に高度を減じ、本図幅地域では海拔 120m から末端では 80m となっている。

豊畑面は標式地の豊畑面とは直接の連続はないが、平坦面の高度からほぼ対比されるものである。本図幅地域ではほぼ海岸線に沿って分布し、とくに東静内—春立間の海岸に発達するが内陸への拡がりは少なく、海岸から 500～700m の間にとどまる。本段丘面は東静内附近においては 80m の標高を有するが、東西両側に高度を減じ、東側の元静内および西側の有勢内沢川口附近では 60m となる。

美園面 東静内附近には小規模に海拔 40m の平坦面が存在しており、これを静内図幅¹³⁾地域の美園面に一応対比したが、同図幅地域内の豊畑面の一部に対比される疑いもある。

沖積面は捫別川、有良ノ沢流域にやゝ広く発達し、その他の河川に沿っても小規模に認められるが、東静内以東の各河川にはほとんど認められない。

Ⅱ．地 質

Ⅱ．1 概 説

本図幅地域には従来神居古潭系とされていた各種結晶片岩と、これを貫ぬく蛇紋岩とがその一部に、それ以外にはこれと断層で接する中新世の地層と、これらを不整合に覆っている段丘堆積層および沖積層が発達する。これらの層序関係を示すと第 1 表の通りである。

先白堊系である各種結晶片岩と、これを貫ぬく蛇紋岩とは、本図幅地域北東部を北西—南東方向に走る 2 條の断層の間に挟まれて、地壘状に狭長に分布している。

第 1 表 地 質 総 括 表

時代		地 層 名	岩 相	備 考
第 四 紀	現 世	冲 積 層	火山灰 砂・礫・粘土	降灰 地盤上昇および撓曲運動 準平原化作用 構造運動
	更 新 世	美園段丘堆積層	砂・礫・粘土	
		豊畑段丘堆積層	砂・礫・粘土	
		馬鞍山段丘堆積層	砂・礫・粘土	
新 第 三 紀	中 新 世	静 内 層	凝灰質塊状シルト岩	中新世有孔虫化石 <i>Cyclamina</i> spp.
			砂岩凝灰質シルト岩互層	
			砂岩シルト岩互層	
			礫岩 硬質頁岩	
新 第 三 紀	中 新 世	アザミ沢層	泥岩	中新世貝化石 温石綿鉱床生成 蛇紋岩進入
			砂岩泥岩互層	
			泥岩	
新 第 三 紀	中 新 世	農 家 層	砂岩	中新世貝化石 温石綿鉱床生成 蛇紋岩進入
		(断層)		
先白堊紀		先 白 堊 系	結晶片岩	

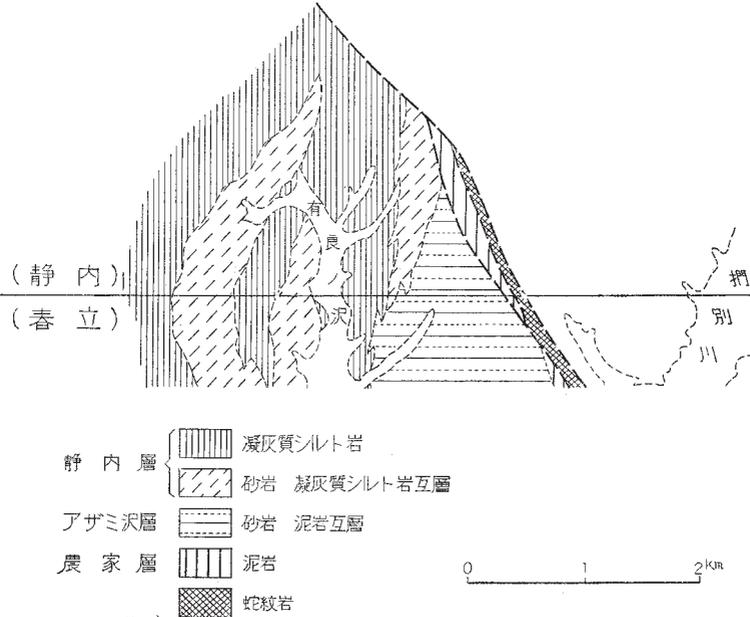
本図幅地域には白堊系および古第三系が欠けていて、新第三系が前述の先白堊系と断層で接しているが、東隣三石図幅および北隣静内図幅地域においては、新第三系最下位の農家層あるいはフラヌイ層¹³⁾が不整合に先白堊系を覆っている。

本図幅地域に発達する新第三系最下位の農家層は、下部の砂岩層と上部の泥岩層とに2分され、砂岩層からは中新世中古期であることを示す *Dosinia nomurai*, *Macoma optiva*, *Cardium* cf. *shinjiense*, *Siratoria siratoriensis*, *Crepidula jimboana*, そ

の他の浅海性貝化石を多産する。農家層の堆積に引き続いて著しく沈降運動が増大し、アザミ沢層および静内層とが堆積し、これらの全層厚は2,700m以上に及ぶ。

アザミ沢層は夕張地方の川端層に対比されるが、本図幅地域においては主として砂岩泥岩互層からなり、礫岩などの粗粒堆積物に乏しい。

静内層はアザミ沢層から漸移的に移化し、硬質頁岩・礫岩・砂岩シルト岩互層・砂岩凝灰質シルト岩互層および凝灰質塊状シルト岩などの特徴ある岩相に区分され、これらがそれぞれ地域を異にして分布し、かつ互に指交する関係にある。静内層とともに隣接地域の同層準の元神部層¹³⁾および二風谷層¹²⁾などは他の北海道各地の同層準の地層がきわめて安定した岩相を示し、下位層とは通常不整合の関係を有するのに対して、下位層とは整合漸移すること、著しい層厚を有するが岩相は均一性に欠け、とくに礫質堆積物に富むこと、岩相の側方変化の激しいことなどの特徴を示す。このことは北海道日高太平洋岸の地域が、他の北海道各地域とは新第三紀後期に異なった運動をしたことを示している¹⁷⁾。



第 1 図

農家層から静内層までの地層は前述の通り整合一連であり、北隣静内図幅¹³⁾ 地域では鮮新世の厚賀層が元神部層(静内層)を整合に覆い、それらの構造はすべて北西—南東方向の軸を有する褶曲と断層とによって支配されている。すなわちこの地域における新第三系の構造完成の時期は厚賀層の堆積以後、いゝかえれば少なくとも鮮新世にはいつてから後のことである。

前述の褶曲構造の完成後平坦化作用が進み、第四紀更新世にはいつてから本図幅地域では少なくとも3段の海岸段丘面が形成され、現世にはいつて各河川に沿って沖積面が形成された。また現在の地形の形成律に火山灰が降ってこの地域全体を覆った。

なお、北隣静内図幅¹³⁾ において、三石断層に挟まれて分布する蛇紋岩とアザミ沢層(静内図幅では受乞層)との分布について、地形図上の位置の認定に誤りがあったので、この機会に静内図幅南東隅の一部を第1図のようにするのが適当と考えられる。

II. 2 先白堊系

日高三石地方は神居古潭峽谷とともに、神居古潭結晶片岩類の分布地として早くから知られており、蓬莢山変質帯⁶⁾ と仮称された。本図幅地域はその北西延長部にあたり、図幅地域北東隅を北西—南東方向に走る、2條の三石北および南断層⁷⁾ に挟まれて結晶片岩類が分布し、蛇紋岩により貫ぬかれている。これらの露出が観察されるのはブユニ沢右小沢奥および旧東別鉱山浦和鉱床第3現場跡のみで、他は転石によってその分布が推定されるにすぎない。

片状輝緑岩はブユニ沢右小沢奥に露出し、N40°W垂直の片理を有している。本岩は緑色～濃緑色のやゝ片理の発達した岩石で、部分的に細粒の黄鉄鉱の散点しているのが肉眼で認められる。

鏡下では圧碎斑状構造を示し、眼球状斑晶は圧碎された普通輝石の残晶、またはこれより変質したとみられる緑泥石の集合からなっている。基質は流状構造をなす塵状物質からなり、その間に緑色～無色の著しい多色性を有する細粒状の緑泥石・微晶質の石英・曹長石および輝石の破片が認められる。本岩は輝緑岩が片状岩化したものと推察される。

藍閃石緑簾石絹雲母曹長石石英片岩

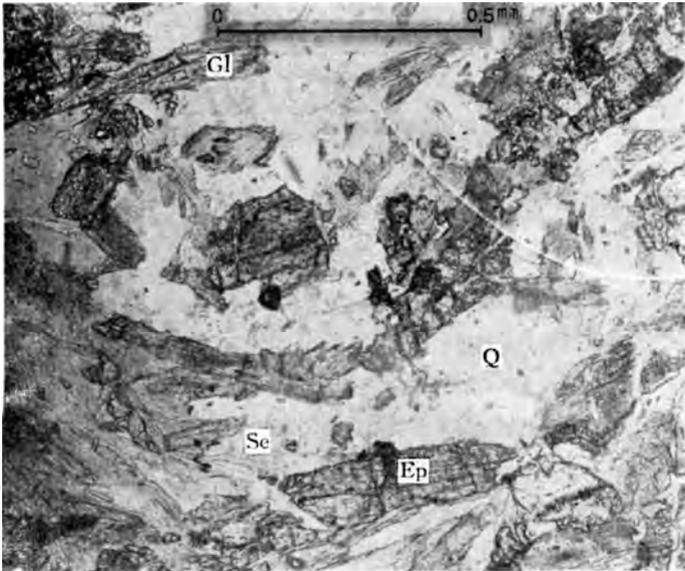
旧東別鉱山浦和鉱床第3現場跡にみられる本岩は、わずかに片状を示し、黄緑色の緑簾石と青黒色の角閃石とからなることが野外で認められる。

鏡下では藍閃石・緑簾石・絹雲母・曹長石・石英の組み合わせをもち、わずかに片状構造を有している。

藍閃石は0.1～1.0mmの長柱状～針状の結晶で、多色性はX＝淡黄色、Y＝淡青色、Z＝藍青色であり、 $c^{\wedge}Z = 10^{\circ} \pm$ 、まれに累帯構造を示すものがある。

緑簾石は径0.1～0.5mmのものが多く、長柱状から粒状となっているものでみられ、灰黄色を示す。

曹長石・石英・絹雲母は藍閃石と緑簾石の間をうめて、組み合っている。



Gl: 藍閃石 Ep: 緑簾石 Se: 絹雲母 Q: 石英

図版1 藍閃石緑簾石絹雲母曹長石石英片岩 (open) 東別鉦山浦和鉦床第3現場跡

その他転石として幌内附近の小沢においてスチルプノメレーン片岩・石英絹雲母片岩・石英赤鉄鉦片岩・緑泥石片岩および角閃石片岩が、またポロナイ沢で陽起石片岩が認められた。

II. 3 蛇 紋 岩

本岩は先白堊系とともに三石北および南断層に挟まれて北西－南東方向に幅100～200mの狭長な分布を示している。本岩は幌内附近の道路切割と旧東別鉦山浦和鉦床

第2現場跡でよく観察されるが、その他では蛇紋岩の風化した粘土と転石の存在によって分布が推定されるのみである。

浦和鉱床第2現場跡の本岩中には温石綿鉱床が生成されている。

本岩は黒～青黒色塊状を呈し、ときに斑状の絹布石の存在が認められ、完全に蛇紋岩化されている。温石綿鉱床附近では硬蛇紋石の細脈が温石綿脈にほぼ並列し、ときには互に切り合っている。

鏡下では径1.0～2.0mmの絹布石が斑状に点在し、原鉱物は認められない。その周辺に細粒葉片状の温板石が不規則に集合し、あるいは絹布石を網目状に縫っている。点在する磁鉄鉱は自形性を示さずに粒状を呈し、まれにその中心部にクロム鉄鉱が存在する。

本図幅地域において蛇紋岩と先白堊系との関係は直接観察することはできないが、三石地方における蛇紋岩の活動と同じく、先白堊系を貫ぬいたものと推察される。

II. 4 新第三系

II. 4. 1 農家層

農家層は北東隣農家図幅地域内農家部落附近を標式地とする地層^{註1)}であって、中新世中古期の滝ノ上層に対比されている。本図幅地域の農家層は、標式地の農家層と直接連続しないが後述の化石から標式地の農家層、または滝ノ上層に確実に対比しうること、標式地に近く、分布の狭いことなどを考慮して、本図幅地域においても農家層の名称を使用した。

本層は三石断層の南側に沿って狭長な分布を示し、下部の砂岩層と上部の泥岩層とに大別されるが、最下部は三石断層によって切られているために不明である。

砂岩層は捫別川支流のボロナイ沢で観察され、新鮮な面では青灰色の細～中粒砂岩からなり、風化するとやや緑色を帯び、より風化が進むと褐色を示すようになる。本岩は植物破片や炭質細片を含んでいる。前述のとおり下限は不明であるが、認められる層厚は150mである。

註1) 静内図幅および比宇図幅でフラヌイ層とされた地層は農家層とまったく同じ地層である。

本層からは以下の貝化石^{註2)}を産出する。

Anadara sp.

Glycymeris sp.

Cardium cf. *shinjiense* YOKOYAMA

Cardium sp.

Dosinia nomurai OTUKA

Spisula sp. α type^{註3)}

Spisula sp. β type

Macoma optiva (YOKOYAMA)

Siliqua pulchella DUNKER

Mya sp.

化石は一般に砂岩層に点在するが、ときには密集して産出する場合がある。

泥岩層は砂岩層を覆ってポロナイ沢および捫別川で観察され、層厚 200 ~ 250m を有している。本層は暗灰色の塊状泥岩で細片となって割れ、所によっては凝灰質の硬質頁岩となる。また本層は有良ノ沢上流において三石断層の間に挟まれ、狭長に(幅約 100m) 分布して北隣静内図幅地域に続いている。三石断層はこゝで並行な少なくとも 3 條の断層に分かれて、蛇紋岩と農家層の泥岩とを挟みこんでいる。

泥岩層からは以下の有孔虫化石、および “*Sagarites*” sp. を産出する。

Cyclamina cancellata BRADY

C. *japonica* ASANO

C. *orbicularis* BRADY

Haplophragmoides sp.

上述の化石および岩相から農家層は静内および比宇図幅地域のフラヌイ層、夕張地方の滝ノ上層に対比され、時代は中新世中古期である。

註 2) なお 1958 年にこの地域を調査した北海道大学戸沼平八氏はポロナイ沢に露出する本層から、これらの貝化石のほかに *Crepidula jimboana*, *Siratoria siratoriensis* を報告している(戸沼平八:北大修業論文 1959)。

註 3) 橋本・菅野¹⁹⁾による *Spisula* sp. に同定される。

第 2 表 対 比 表

春立図幅 佐藤・山口	静内図幅 松野・山口 ¹³⁾	富川図幅 今井・角 ¹²⁾	早来図幅 松野・石田*
	厚賀層	荷葉層	萌別層
静内層	元神部層	二風谷層	軽舞層
アザミ沢層	受乞層	アベツ層	振老層
農家層	フラヌイ層	栄層	トニカ層
			?
先白堊系	先第三系	白堊系	

* 松野久也・石田正夫：5万分の1地質図幅「早来」，同説明書，北海道開発庁 (MS)

II. 4. 2 アザミ沢層

本層はアザミ沢上流地域を標式地とし，主として音江向斜の北策翼および春立背斜断層の両側に分布する。下位の農家層との累重関係は，標式地のアザミ沢上流で観察され，農家層の泥岩から漸移して整合である。その境界は決定しがたいが，本図幅においては泥岩に砂岩を挟み互層し始めるところをもって本層の基底とした^{註4)}。本層の岩相は全般的に礫質相が少なく，おむね下部は泥岩優勢の砂岩との互層，中部は粗粒から細粒への粒度変化を繰り返す周期的互層，上部は砂岩・泥岩・硬質頁岩の互層（一部に泥岩の卓越する部分がある）である。本層の層厚はアザミ沢において約 1,500 m を算する。本層は岩相の特徴から砂岩泥岩互層と泥岩とに 2 分される。

註4) このような関係は北隣静内図幅¹³⁾におけるフラヌイ層と受乞層との関係にもみられる。

砂岩泥岩互層は、アザミ沢層分布地域の大部分を占めている。互層は前述したように3つの型に大別される。

泥岩優勢の互層は下部によく発達し、農家層の泥岩から漸移する。暗灰色～灰色無層理の泥岩と灰色中粒の板状砂岩とが互層し、泥岩と砂岩との比率は2:1～3:1である。泥岩は風化すると灰褐色を呈し細かく砕ける。砂岩は比較的淘汰のよい細～中粒砂岩で、厚さは5～15cmが一般である。露頭においては硬いため侵蝕に耐え突出している場合が多く、走向、傾斜の測定が容易である。また砂岩と泥岩との境界面にはしばしば漣痕が認められる場合があり、地層の上下を判断するうえにより手がかりとなる。

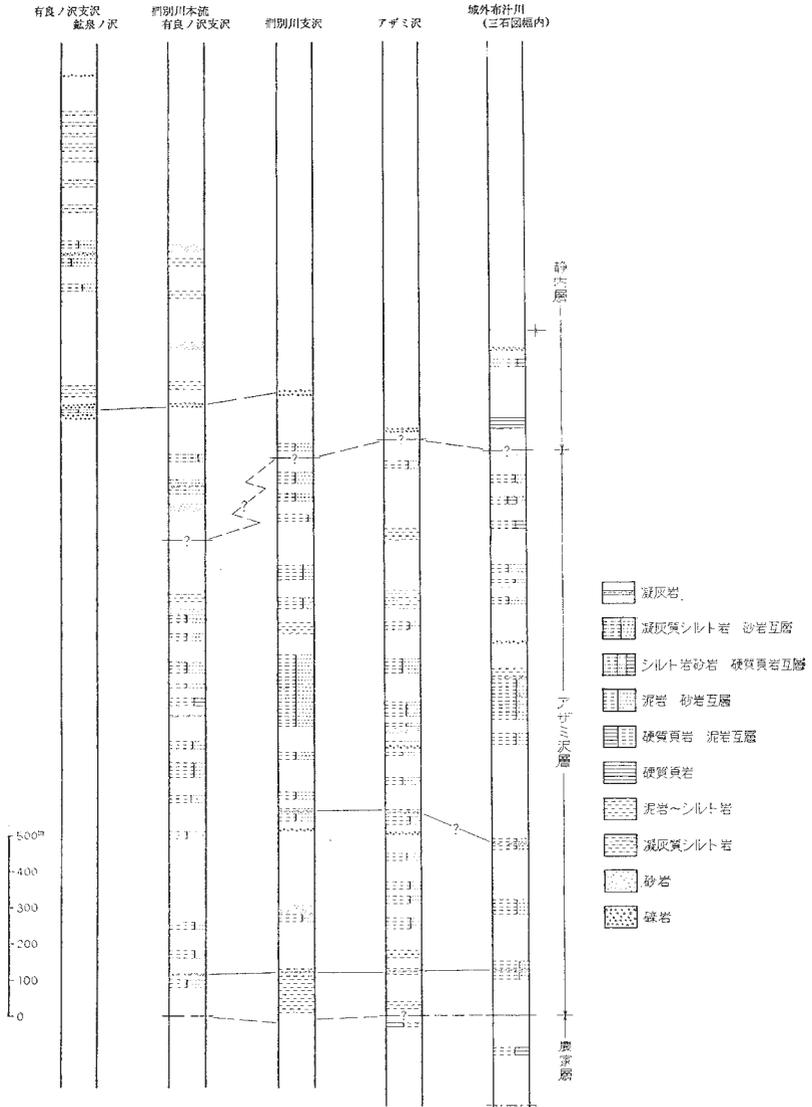
中部の周期的互層はアザミ沢中流、有良ノ沢の1支流(前述の泥岩優勢の互層の大体上位に発達する)および春立背斜断層の南西側に分布する。堆積1周期(粗粒から始まって細粒に終るまでを1周期とする)の厚さは一般に4～5cmで、これを超える例はほとんどない。一般に小豆大以下の極粗粒砂岩から漸次泥岩へと粒度を減ずる。全体として粗い岩相は少なく、静内図幅地域の同層準の受乞層にみられるような礫岩は認められない^{註5)}。

泥岩は下部互層のものとは大差はないが、いくらか色が明かる軟質である。砂岩は下部互層のものに較べて軟らかく、炭質物による縞状層理が認められ、まれに炭礫を含んでいる。このような砂岩は静内図幅地域の同層準の地層にはみられない、特異な岩相である。なお、この互層中にはしばしば同時礫を含む乱堆積相がみられる。

おゝむね上部に発達する砂岩泥岩硬質頁岩互層は春立・元静内沢の下流および音江向斜両翼(静内層硬質頁岩の下位)に分布する。前述の周期的互層に硬質頁岩・板状砂岩を加えたような岩相を呈し、音江向斜の両翼では上部に向かって硬質頁岩が優勢となり、上位の静内層に移化し、また、元静内・春立の沢で上位の静内層と接している。

泥岩はアザミ沢の下流地域、すなわち国鉄日高線の南西側に顕著で、前述した互層上部の泥岩が卓越した部分である。暗灰色硬質頁岩を挟み、上部に向かって徐々に静内層の硬質頁岩へと移化している。泥岩は塊状で、灰色～暗灰色を呈し比較的硬く葉

註5) 静内図幅¹³⁾では受乞背斜および賀張川上流地域に分布する受乞層には礫岩が多いが、新冠背斜軸部に分布する受乞層には礫岩が少なく、本図幅地域のアザミ沢層に似ている。



第2図 音江向斜北東翼における新第三系岩相柱状図

片状に碎ける。しばしば灰色～帯緑灰色の細粒砂岩の薄層を挟み、また、石灰質団球を含んでいる。

アザミ沢層は全体を通じて北西方向に向かうにしたがい、泥岩が漸次凝灰質となり、上位静内層中にみられるシルト岩に近似したものとなる^{註6)}。

本層中には凝灰岩をしばしば挟んでいる。これはおゝむね本層の下部と上部に多く挟有され、それぞれいくらか外観が異なっている。下部に発達する凝灰岩は、2, 3枚認められ、その厚さは1～1.5mで連続性があり、ある程度の追跡が可能である。これらの凝灰岩は帯緑灰白色で縞状を呈し淘汰がよく、下部が粗く上部が細粒となっている。上部に挟有される凝灰岩は硬質頁岩を伴ってくる部分にみられ、下部の凝灰岩とは異なり、灰白色～白色塊状で縞状をなさず、肉眼では有色鉱物を認めることができない。厚さは0.2～1.0mくらいのもが多く、かつ連続性に乏しいので追跡することが困難である。この凝灰岩は上位の静内層中にみられる凝灰岩によく似ている。

本層からは大型化石の産出はきわめてまれであるが、有孔虫化石および“*Sagarites*” sp. が、少ないながらも全層を通じて認められる。

音江向斜北東翼における本層と、下位の農家層および上位の静内層との関係を、岩相柱状図によって示すと第2図の通りである。

なお本層は、下位農家層との累重関係および岩相から、静内図幅における受乞層にほぼ対比される。

II. 4. 3 静内層

本層は捫別川の西部地域、音江向斜の軸部、東静内～春立間の海岸沿いおよび三石断層の北東側地域に分布する。岩相の側方変化が著しく、後述するような特徴ある岩相がそれぞれ地域を異にして分布しているので、標式地を限定することは困難である。本層と下位のアザミ沢層との累重関係は整合漸移であり、かつ一部は側方に移化し合う。すなわち捫別川の北西部地域では、アザミ沢層の泥岩が漸次上位に向かって凝灰質～珪藻土質となり本層の互層に移化し、また音江向斜の軸部では、前述したアザミ

註6) このような岩相変化の傾向は有良ノ沢流域においてよく観察される。

沢層の互層部の硬質頁岩が卓越し、本層の硬質頁岩へと漸移し、一部では相互に側方へ移化している。したがって本層とアザミ沢層との境界は必ずしも同一時間面を示すものではない。本層の層厚の算定も困難であるが、およそ 1,200m を算出できる。本層はおゝむね次のような特徴ある岩相に分けられる。

硬質頁岩は前述したように主として音江向斜の両翼および静内町入舟町附近に分布する。本相は暗灰色硬質砂質頁岩と灰色シルト岩との互層で、一般に硬質頁岩は厚さ 5～10cm、シルト岩は厚さ 1～3cm で、板状硬質頁岩の様相を呈している。硬質頁岩は風化すると鉄錆色を呈し、角のある葉片状に砕ける特徴がある。またしばしば砂岩の薄層を挟有する。層理が明瞭で遠望すると畳を積重ねたような外観を呈する。本相中にはしばしば厚さ 20～100cm の灰白色凝灰岩の薄層を挟有するところがある。この凝灰岩は前述したようにアザミ沢層上部に挟有されるものに外観が酷似している。なお本相中には有孔虫化石および“*Sagarites*” sp. が普遍的に含まれる。

礫岩は主として東静内～元静内間の海岸沿い、音江向斜の軸部、有勢内沢沢口附近および有勢内沢中流附近に分布する。およそ本層の下部と中上部とによく発達しており、おのおのいくらか外観を異にしている。捫別川の南東部地域に分布するものは大体下部を占めるもので、東静内～元静内間においては地層が急傾斜しているため、海岸に直立した海蝕崖をなし、波蝕により異様な外観を呈している。淘汰がきわめてよく粗粒から細粒への堆積周期がよく観察される。その一周期は最厚 2m で小さいものは 10cm くらいである^{註7)}。このような成層状態は元静内附近の海蝕台でよく観察される^{註8)}。外観灰褐色で礫の大きさは一般に径 2～3cm のものが多く、まれに 10cm を超えるものもある。よく洗磨された円礫～垂円礫で、膠結物質は褐色の中～細粒砂である。礫種は粘板岩・石灰岩・ミロナイト・ホルンフェルス・花崗岩・混成岩および片状～片麻状岩類からなり、しばしばシルト岩の角礫を含んでいる。また礫岩中には局部的に硬い部分が団球状に侵蝕に耐えて残っている^{註9)}。音江向斜の軸部に発達

註7) 堆積周期の大小と粒度との関係は顕著であり、堆積周期の大きい(厚い)ところでは粗く、小さい(薄い)ところでは細粒となっている。

註8) 元静内～春立海岸には広い海蝕台が発達しており、干潮時にはそれが水面上に現われ、海岸線に平行したみごとな層理がみとめられる。

註9) 夕張地方の川端層、新冠地方の受乞層、苫前地方の古丹別層の礫岩にもしばしば礫岩の硬い部分が団球状に侵蝕に耐えて残っているのが見うけられる。これらは一般にきわめて硬く、膠結物は泥質物からなっている。なお産状から判断して 2 次的に取り込まれたものではなく、1 次的に生成したものと考えられる。

する礫岩は元静内附近に発達するものと同様下部層準にあたり、前述した礫岩より粒度が細かく、堆積周期は顕著ではない。有勢内沢流域に分布する礫岩は、本層のほゞ中・上部に発達するもので淘汰が悪く、堆積周期も顕著なものは認められない。下部のものに較べていくぶん固結度が低いが、礫種の差異は認められない。

本相の粒度変化の傾向は大体北東方向から南西方向に向かって、細から粗へと変化し、またその量も多くなる。

砂岩シルト岩互層は東静内一元静内間の海岸において、前述した礫岩と上下して分布している。暗灰色～灰色硬質シルト岩と灰色細～中粒砂岩との互層で、全体として砂岩が優勢である。シルト岩は下位のアザミ沢層の泥岩に似ているが凝灰質でやゝ砂質であり、有孔虫化石および“*Sagarites*” sp. を含んでいる。砂岩は板状を呈し、炭質物を含んでいる。この互層はその層相変化から考えて、前述した礫岩の周期的互層部が細粒相によって置換えられている部分とみなされる。

砂岩凝灰質シルト岩互層は、主として捫別川の西部地域に分布し、静内図幅¹³⁾において凝灰質泥岩砂岩互層とした岩相と同様であり、静内図幅から連続している。有良ノ沢下流および有勢内沢下流地域に標式的な岩相が分布している。捫別川下流附近では、先に述べた硬質頁岩から漸次互層に移化するが、有良ノ沢流域では下位のアザミ沢層から漸移している。一般に凝灰質シルト岩と砂岩との互層からなり、各単層の厚さは通常 20cm 以下である。本相はしばしば礫岩などの粗粒相をレンズ状に挟んでいる。凝灰質シルト岩は外観淡黄灰色～淡灰色であるが、新鮮な部分では帯緑灰色を呈する。硬質頁岩あるいはアザミ沢層の泥岩と異なりあまり細かく碎けない。また軽石粒・雲母片を含んでいる。砂岩は帯褐灰色で新鮮なところでは帯青灰色を呈する。一般に細～中粒であるが、ところによっては粗粒となり、シルト岩の径 0.5～1.0cm の角礫を多量に含んでいる部分がある。砂岩が細粒となるところではシルト岩優勢の互層であるが、粗粒の部分では砂岩が優勢である。互層中には灰白色の凝灰岩の薄層が挟在する。シルト岩中に“*Sagarites*” sp. を多く含む。また有良ノ沢入口附近からは *Palliolium peckhami* を産する。

凝灰質塊状シルト岩は、前述の砂岩凝灰質シルト岩互層のシルト岩の部分が卓越した部分であって、したがってその互層とは相互に移化している。また本相は静内図幅¹³⁾において凝灰質塊状泥岩とされたものと同様の岩相であり、かつ両者は連続す

る。本相は鉱泉ノ沢および有勢内沢中流に標式的に発達している。外観淡黄白色～灰白色を呈するが、新鮮な部分は帯青緑灰色～灰色を示す。一般に層理は不明瞭で、走向、傾斜の測定は困難である。また淘汰が悪く砂岩をむらくも状に含む部分がある。

三石断層の北東側に分布する本相は礫岩などを挟むが、露出が不良で岩相区分が困難のため一括して本相として取扱った。本相中には軽石粒、“*Sagarites*” sp. が全般的に含まれている。

静内層は全般的に大型化石に乏しく、ほとんど認められないが、硬質頁岩やシルト岩中には前述したように有孔虫を産し、それらには次のようなものがある。

Cyclammina cancellata BRADY

C. orbicularis BRADY

Haplophragmoides sp.

以上の有孔虫化石は北海道中央南部の新第三系中部に多くみいだされる砂質有孔虫類であり、本層の地質時代が中新世であることは疑いなく、下位層との累重および岩相から、静内図幅¹³⁾の元神部層に対比される。

II. 5 第四系

II. 5. 1 更新統

更新統は3段の平坦面を構成する段丘堆積層からなる。

馬歌山段丘堆積層は馬歌山面を構成して広く発達する。本層は露出不良で入舟町から馬歌山面に登る道路に砂礫層がみられる以外観察し得ない。

豊畑段丘堆積層は平坦面の分布からみて海成段丘堆積層と考えられ、国道の各所から崖を登った所、入舟町から段丘面を登った所で砂礫層が認められる。

美園段丘堆積層については詳細不明である。

II. 5. 2 現世統

現世統は各河川の流域に発達する沖積層、海岸の砂浜および火山灰からなる。

火山灰は現河床面を除いた地域全体を被覆した1層が認められる。馬歌山面上の道

路切割において観察される本層は、馬歌山段丘堆積層上の厚さ約 20cm の褐色腐植土を覆い、層厚約 7cm を有し、さらに厚さ 2cm の黒色腐植土によって覆われている。この火山灰は白色の細粒 (径 1 ~ 2mm) の軽石粒からなり、静内図幅地域においては 15 ~ 20cm の層厚を有し、門別図幅¹⁴⁾ 地域で記載された上部火山灰層 (層厚 15 ~ 20cm) に連続するものである。本層は伊木^{註10)} による 1874 年の樽前山の噴火による降灰、瀬尾¹⁰⁾ による 1667 年の樽前山の噴火による降灰 (T_b 層)、山田¹⁶⁾ による 1663 年の有珠山の噴火による降灰 (U_b 層) などの意見があるが、こゝでは鶴川図幅^{註11)} 地域における調査にしたがって、樽前山起源の T_b 層とする。

沖積層は捫別川、有良ノ沢その他の河川の現河床、氾濫原および扇状地を形成し、未凝固の砂礫および粘土からなる。

砂浜は東静内より以西約 4km の海岸線によく発達する。

II. 6 地質構造

本図幅地域でもっとも顕著な構造線は、地域北東隅を北西—南東方向に走る三石断層⁷⁾ である。三石断層は鮮新世厚賀層の堆積後の活動によるものであり、本地域では 2 條から 3 條に分岐し、もっとも北側のものは三石北断層、南側のものは同じく南断層であり、この両断層は幅 100 ~ 200m の間に先白堊系の結晶片岩・蛇紋岩・新第三系最下位層である農家層^{註12)} を地塁状にとり込んでいるが、ポロナイ沢中流から南では合して 1 條となり、三石地方の蓬莢山変質岩帯に続き、ふたたび結晶片岩・蛇紋岩・農家層を現出させている。

この三石断層を境界として新第三系は南西側の褶曲帯と北東側の断層帯とに分かれ、それぞれが北西—南東方向の構造を有していることは山口・他²¹⁾ によって述べられているが、北東側断層帯は本図幅地域にはわずか含まれるのみで、こゝではその性格は不明瞭である。

南西側褶曲帯は新第三紀の日高宗谷堆積盆の南部にあたり、新第三系最下位層である農家層が三石断層に沿って現われ、これより南西側は北西—南東方向の向斜と背斜断層による褶曲をしつつ次第に上位の地層が現われる。捫別川を境として北側は緩い

註 10) 地学雑誌 23 年, p. 283

註 11) 山口昇一: 5 万分の 1 地質図幅「鶴川」および同説明書 (MS)

註 12) この農家層と蛇紋岩の間も断層である。

傾斜をして、向斜は開いて半盆状構造を示すが南側は急傾斜を示し、地層は直立に近く、しばしば逆転層がみられる。

本図幅地域の音江向斜は北隣静内図幅¹³⁾地域のオサツナイ向斜に続くものである。また春立背斜断層は両側のアザミ沢層・静内層が急傾斜してしばしば逆転し、北東から南西方向へ側圧のあったことを示しているにもかかわらず北東側が落下している。このことは同じく静内図幅¹³⁾地域内の新冠背斜を切る節婦断層が示す性質と同じである。

Ⅲ. 応 用 地 質

石綿 三石断層の間に挟まれる蛇紋岩中には石綿鉱床がみられ、昭和14、5年頃に発見されて東別鉱山と称されて稼行されたが、昭和25年4月以降は休山している。本鉱山については小関¹¹⁾の報告があるので、それにより関係部分を以下に記す。

東別鉱山には浦和・西端および西蓬萊の各鉱床があるが、本図幅地域に入るのは浦和鉱床の第2および第3現場であり、第3現場では石綿を認めるまでに至っていない。第2現場では

一般走向	一般傾斜	確 認 (m)			
		走向延長	傾斜延長	平均幅	最大幅
N35~40°W	70~80°NE	135	14	15	20
N35°W		25	3	2	3

の2條の温石綿含有帯があり、全般を通じて各鉱床はいずれも蛇紋岩の南縁部、すなわち三石南断層に近く、これとほぼ並列して帯状に分布することを特徴とする。

鉱石は山元で手選し、一部は他鉱床の鉱石とともに処理された。昭和24年12月から翌年4月までの浦和鉱床の生産量は

全採掘量	1,561(t)
粗 鉱 量	399
手選精鉱量	189

であり、製品については不明である。参考までに同期間中の東別鉱山についてのカナダ規格別の割合を示せば、最高 5K で 0.07% であり、大部分は 5T ~ 7M で全製品の約 97% にあたる。鉱石品位 (繊維の含有率および長さ) においては布部~山部地方の鉱床に匹敵するものである。

鉱泉 通称鉱泉ノ沢で、静内層中から硫化水素臭を伴う無色透明な冷泉の湧出がみられ、近年まで浴用に供されていた。

文 献

- 1) 岡村要蔵：日高国新冠・静内・三石三郡地方調査報告，鉱物調査報告，No. 4，1911
- 2) 長尾 巧：北海道日高山脈西方の中生層及び第三紀層概観，地学雑誌，Vol. 43，No. 509，1931
- 3) 長尾 巧：北海道中部の地質構造続報，地質学雑誌，Vol. 40，1933
- 4) 石橋正夫：日高国三石地方の変成岩について，地質学雑誌，Vol. 44，1937
- 5) 竹内嘉助・三本杉巳代治：浦河図幅説明書，北海道工業試験場報告，No. 1，1938
- 6) 石橋正夫：日高国三石蓬萊山附近の岩石について，北海道地質調査会報告，No. 10，1939
- 7) 湊 正雄・浦野竜一：日高国静内町近傍の第三紀層及び三石断層の意義について，新生代の研究，No. 6，1950
- 8) 舟橋三男：北海道の日高帯と神居古潭帯の岩石，地球科学，No. 4，1951
- 9) 舟橋三男・橋本誠二：日高帯の地質，地学団体研究会専報，No. 6，1951
- 10) 瀬尾春雄：北海道における農牧適地の土壌地帯概説，北海道農業試験場土性調査報告，1，1951
- 11) 小関幸治：日高国東別鉱山の温石綿鉱床，北海道地下資源調査資料，No. 6，1952
- 12) 今井 功・角 靖夫：5 万分の 1 地質図幅「富川」および同説明書，北海道開発庁，1958
- 13) 松野久也・山口昇一：5 万分の 1 地質図幅「静内」および同説明書，北海道開

発行, 1958

- 14) 山口昇一：5万分の1地質図幅「門別」および同説明書，地質調査所，1958
- 15) HASHIMOTO, W. & KANNO, S. : Molluscan Fauna from the Tertiary Formation of Chirai, Kamisaroma, Kitaminokuni, Hokkaido, Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, No. 32, 1958
- 16) 山田 忍：火山噴出物の堆積状態から見た沖積世における北海道火山の火山活動に関する研究，地学団体研究会専報，No. 8, 1958
- 17) 山口昇一・他3名：北海道中央南部太平洋岸の上部新第三系について，地質調査所北海道支所調査研究報告会講演要旨録，No. 10, 1958
- 18) 舟橋三男：神居古潭構造帯，鈴木醇還暦記念論文集，1958
- 19) 鈴木 醇：神居古潭結晶片岩中の特殊鉱物について，原田準平教授還暦記念論文集，1959
- 20) 吉田 尚・他3名：5万分の1地質図幅「比字」および同説明書，北海道開発庁，1958
- 21) 山口昇一・佐藤博之・松野久也：日高国貫気別一静内地域の地質構造及び東静内近傍の地質概報，新生代の研究，No. 29, 1959

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50, 000

HARUTACHI

Sapporo, No. 70

By

HIROYUKI SATOH & SHŌICHI YAMAGUCHI

(Written in 1959)

(Abstract)

GEOLOGY

The area of this sheet-map is situated in the Pacific coastal region of southern Hokkaidō, and at the western side of the Hidaka mountain range, the axial range of the island. Except a part in which Pre-Cretaceous system and serpentinite are distributed, the area is covered by Neogene Tertiary and Quaternary sediments. The subdivisions of the strata and their stratigraphical sequence are given in Table 1.

Table 1

Age		Geological Sequence	Remarks
Quaternary	Recent	Volcanic ash	Eruption of Mt. Tarumai in 1667
		Alluvium	
	Pleistocene	Misono terrace deposits	} Emergence and tilting
		Toyohata terrace deposits	
		Mautayama terrace deposits	
		← Peneplanation and tectonic movement	
Neogene Tertiary	Miocene	Shizunai formation	} Miocene foraminiferal fauna
		Azamizawa formation	
		Noya formation	
		Miocene molluscan fauna	
		(fault)	← Orogenic movement
Pre-Cretaceous		Pre-Cretaceous system	Intrusion of serpentinite and deposition of asbestos

PRE-CRETACEOUS SYSTEM

The Pre-Cretaceous system occupies only a small area between the "Mitsuishi North fault" and the "South fault", which run NW-SE direction. It consists of many sorts of crystalline schists, namely schistose diabase, glaucophane-epidote schist, stilpnomelane schist, quartz-hematite schist, hornblende schist, etc. These crystalline schists, other than former two, are only observed as boulders in talus deposits.

This system is considered to be a member of the Kamuikotan crystalline schists, a metamorphic complex extending meridionally along the Hidaka mountain range.

NEOGENE TERTIARY SYSTEM

The Neogene Tertiary system is divided into the Noya, Azami-

zawa and Shizunai formations from the lower to upwards.

Noya formation The Noya formation is subdivisible into the lower sandstone and upper mudstone beds.

It is distributed on the southwest side of the Mitsuishi fault in NW direction. The sandstone bed contains many fossil shells, and among them, *Dosinia nomurai*, *Siratoria siratoriensis*, *Crepidura jimboana* are the most characteristic element of the Takinoue fossil fauna of the early-middle Miocene in Hokkaidō. Although the basal part of this formation could not be seen in this area, the thickness of the formation is estimated more than 350m.

Azamizawa formation The Azamizawa formation transforms gradually from the mudstone of the Noya formation without breaks between them. It consists chiefly of alternation of sandstone and mudstone, partly of dark gray mudstone bed, and intercalates several layers of andesitic tuff. It sometimes shows overturned strata. It has a total thickness of about 1, 500 m. From this formation, "*Sagarites*" sp. and foraminiferal fossils were collected.

Judging from the stratigraphical relation to the Noya formation, this formation is correlated to the Miocene Kawabata formation in the Yubari province and to the Ukekoi formation in the northern sheet-map "Shizunai".

Shizunai formation The Shizunai formation rests on the Azamizawa formation with an interfingering phenomenon. Five characteristic rock facies, viz., hard shale, conglomerate, alternation of sandstone and siltstone, alternation of sandstone and tuffaceous siltstone and tuffaceous massive siltstone bed, are recognized, and these rock facies laterally change one another. The conspicuousness of facies change just-mentioned and the predominance of coarse sediments are the characteristic features of contemporaneous formation in the coastal district of Hidaka province.

This formation has a thickness more than 1, 200 m. It includes foraminiferal fauna, which designates Miocene age. The formation is continuous to the Motokambe formation in the northern sheet-map area, and would be correlated to the Kamogawa and Oiwake formations in the Yubari province, from the stratigraphical horizon.

QUATERNARY SYSTEM

The Pleistocene sediments are distributed as marine terrace deposits. According to the altitude of their flat surface planes, these are classified into the following three deposits named in the northern sheet-map "Shizunai".

Mautayama terrace deposits 80~140m above sea level

Toyohata terrace deposits 60~80m above sea level

Misono terrace deposits 40m above sea level

Recent sediments comprise alluvial deposits and volcanic ash. Alluvial deposits consist mainly of sand, gravel and clay. The volcanic ash, which covers the whole area, has thickness of 7 cm. It seems to be originated from the eruption of the volcano Tarumai in 1667.

ECONOMIC GEOLOGY

Asbestos veins are known in the serpentinites. They were worked at Tōbetsu mine from 1940 to 1950. According to the data, 97% of products were in grade from 5T to 7M (Canadian Standard).

昭和 35 年 2 月 1 日印刷

昭和 35 年 2 月 5 日発行

工業技術院
地質調査所
著作権所有

印刷者 田 中 春 美

印刷所 田中幸和堂印刷所

EXPLANATORY TEXT OF THE GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

SCALE 1 : 50,000

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Katsu Kaneko, Director

HARUTACHI

(Sapporo-70)

By

HIROYUKI SATOH & SHŌICHI YAMAGUCHI

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-chō, Kawasaki-shi, Japan

1 9 6 0