

5 万 分 の 1 地 質 図 幅 説 明 書

留 辺 藁

(網 走 第 46 号)

工 業 技 術 院 地 質 調 査 所

通 商 産 業 技 官 沢 村 孝 之 助

同 秦 光 男

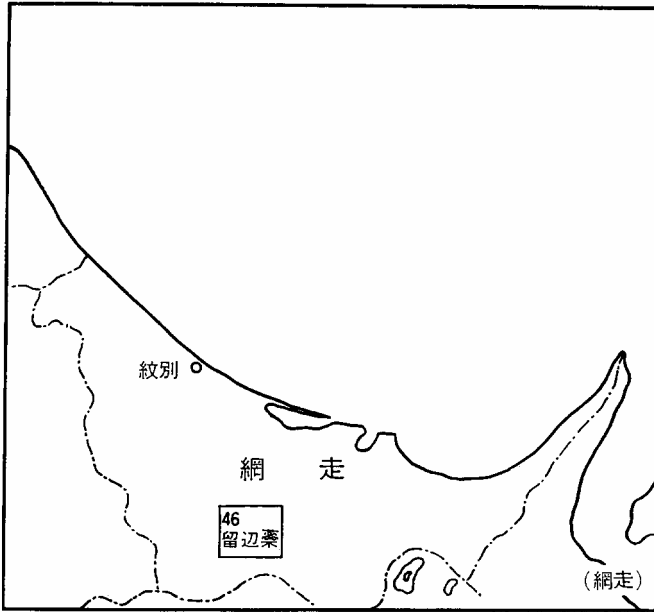
北 海 道 開 発 庁

昭 和 40 年

本地質図幅の塗色のうち、印刷上次のような誤りがあるので訂正します。

1. 図幅北西部の小松沢上流地域の小松沢層（K）の色が、るべしべ層（r）の色になっている。
2. 金華北部の湧別層群中の砂岩・頁岩および礫岩（Yg）の色が、橄欖石玄武岩（Bo）の色になっている。

位置図



() は 1 : 500,000 図幅名

目 次

地 形.....	1
地 質.....	2
. 1 概 説.....	2
. 2 中 生 界.....	4
. 2.1 湧別層群.....	4
. 2.2 仁頃層群.....	5
. 3 古第三系.....	9
. 3.1 陸別層.....	9
. 4 新第三系.....	9
. 4.1 温根流紋岩類.....	9
. 4.2 置戸層.....	11
. 4.3 置戸安山岩.....	13
. 4.4 相内層.....	14
. 4.5 岩 脈.....	17
. 4.6 小松沢層.....	18
. 4.7 鮮新世火山岩類.....	22
. 5 第 四 系.....	26
. 5.1 るべしべ層.....	26
. 5.2 軽石流堆積物.....	26
. 5.3 段丘堆積物.....	29
. 5.4 崖錐および沖積層.....	30
応用地質.....	30
. 1 金属鉱床.....	30
. 1.1 概 説.....	30
. 1.2 金銀鉱床.....	31
. 1.3 水銀鉱床.....	38
. 1.4 マンガン鉱床.....	40
. 2 非金属鉱床.....	40
. 2.1 石 灰 岩.....	40

. 2 . 2 珪 藻 土.....	40
. 3 温 泉.....	41
文 献.....	42
Abstract (in English).....	1

工業技術院地質調査所

通商産業技官 沢 村 孝之助

同 秦 光 男 (昭和39年12月稿)

留辺薬地質図幅は北海道開発庁の委託によって作製されたもので、野外調査は昭和35年、36年の両年にわたって行なわれた。本図幅の東半の地域については主として沢村が、西半の地域については秦が担当した。なお、金属鉱床の記載は地質調査所北海道支所山田敬一技官により、新第三紀貝化石の同定は地質調査所地質部水野篤行技官により、新第三紀植物化石の同定は北海道大学棚井敏雅助教授ならびに北海道学芸大学釧路分校鈴木順雄氏によった。記して感謝の意を表する。

地 形

留辺薬図幅地域は北海道北東部の一中心である北見市の西に接する、丘陵性の低山城で沖積地からの比高500mに満たず、図幅南西部にみられる最高点も海拔631.7mにすぎない。

図幅地域の北縁には、谷の密度が高く鋭い稜線を示す山地がみられるが、これは堅硬なジュラ系の岩石よりなっており、北隣生田原地域の最高峰(海拔829.2m)仁頃山から連続して本地域の北縁で600m前後の高度を示し南に漸次低下して、一たん広々とした平坦地の下に没し、さらに南で再び高まって山地となっている。

図幅西縁沿いには海拔500~600mの起伏に富むが、なだらかな山地がみられる。これは新第三系の火山岩類よりなっており、厚い表土に覆われている。この山地は東に漸次高度を減じている。

図幅中央から東部にかけては広く平坦な地形が発達する。中央部には海拔300m~370mに達する高位段丘面がやや広く、東部の訓子府市街北側には海拔160mの低位段丘面が小規模にみられるのであるが、大部分は中位段丘面で海拔180~300mの平坦面となっている。

図幅地域をほぼ東西に横切って、北から無加川、訓子府川、菅呂川本流がみられ、これらは東隣図幅内で合流してオホーツク海に向っている。これらの支流は南北、あるいは東

西に近い流路を示し、それぞれに比較的に広い沖積地を伴っている。

地 質

. 1 概 説

本図幅地域には中生界ジュラ系の湧別層群と仁頃層群とが基盤を構成しており、これに接して古第三系陸別層がわずかにみられ、これらを覆って火山岩類および火山物質に富む堆積岩よりなる新第三系と、第四紀軽石流堆積物、段丘堆積物とが広く発達している。

第1表 地質層序表

時代	地層名	岩相	その他		
第四紀	現世—更新世	沖積層	砂, 礫および粘土	地盤の上昇および撓曲運動	
		崖錐	砂, 礫および粘土		
		段丘堆積物	砂, 礫, 粘土および火山灰		
		軽石流堆積物	熔結凝灰岩および軽石凝灰角礫岩		
		るべしべ層	砂, 礫, シルト		
新第三紀	鮮新世	鮮新世火山岩類	紫蘇輝石安山岩, 橄欖石玄武岩, 輝石石英安山岩, 輝石安山岩, 輝石流紋岩, 松脂岩質流紋岩	断層および褶曲運動 (珪藻化石) (植物化石) ←岩脈類 (貝化石) (動物化石) (植物化石)	
		小松沢層	シルト岩および珪藻土質泥岩, ガラス質凝灰岩		
	中新世	相内層 (關係不明)	黒雲母石英安山岩, 凝灰質砂岩および礫岩		←岩脈類 (貝化石) (動物化石) (植物化石)
			輝石安山岩		
			玄武岩質安山岩, 玄武岩質凝灰角礫岩, 凝灰質砂岩泥岩および石英安山岩質凝灰岩		
			角閃石流紋岩, 無斑晶質流紋岩, 凝灰角礫岩, 凝灰岩, 凝灰質シルト岩		
	古第三紀	陸別層	礫岩		
ジュラ紀	仁頃層群	黑色頁岩, 石灰岩	造構造運動 閃緑岩 石灰藻層孔虫 ヒドロ虫 サンゴ } 化石		
		チャートおよび凝灰質頁岩			
		凝灰岩, 凝灰角礫岩, 輝緑岩			
ジュラ紀	湧別層群	凝灰質砂岩	造構造運動 閃緑岩 石灰藻層孔虫 ヒドロ虫 サンゴ } 化石		
		黑色頁岩			

なお、湧別層群には花崗岩が礫としてみられ、仁頃層群の凝灰岩中には紅藤片岩片などが入っており、ジュラ紀の後背地には花崗岩が、火山活動中心地の地下には結晶片岩の伏在したことが示されている。

湧別層群は図幅北西部に分布し、砂岩頁岩の互層よりなり礫岩を伴い最上部は凝灰質となる地層で、北東 南西の走向をもち一部は逆転構造を示すが、全般的には南東方に漸次上位の地層が現われる。著しい擾乱は蒙っていない。仁頃層群は湧別層群に整合してその上位を占め、いわゆる輝緑凝灰岩よりなる地層で黒色頁岩、石灰岩などを伴い、閃緑岩小岩体に貫かれる。石灰岩にはいわゆる鳥の巣石灰岩に産する石灰藻などの化石を産してジュラ紀に属することが示されている。なお、北東隣サロマ湖図幅地域では仁頃層群に整合して上位をしめる佐呂間層群の頁岩中に *Aucella* spp. が発見され、これがジュラ紀に属することが確認されている。¹¹⁾

本図幅地域のほぼ中央を南北に仁頃層群が分布するが、これは新第三系の分布に大きな影響を与えており、特に海成中新統の相内層はほぼその東側に限って分布し、淡水成の置戸層や小松沢層の少くも主要な分布は西側にあるという点が注目され、火山岩類もまた、主として西側に分布している。

古第三系の陸別層は東隣北見図幅に分布するものの末端で、図幅南東部の境野部落付近にわずかにみられ、礫岩よりなる。

新第三系のうち中新統には温根流紋岩類、置戸層、置戸安山岩および相内層があり、前者は図幅西部に、相内層のみが図幅東部に分布する。温根流紋岩類は北見地方で金銀鉱床の母岩となる鴻の舞層群の一部に対比されるもので、凝灰角礫岩とこれを覆う流紋岩よりなり変質作用を蒙っている。置戸層は石英安山岩質凝灰岩を伴う砂岩・泥岩、玄武岩および凝灰角礫岩、凝灰質砂岩、玄武岩質安山岩の順に累重する地層で、植物化石を産する淡水成の堆積物である。置戸安山岩は褶曲し侵蝕された置戸層を覆う安山岩で、図幅南縁に分布し水銀鉱床を伴う。相内層の一部は置戸安山岩を訓子府の南で覆うもので、網走市付近の能取層などの異相であって、*Chlamys* などの貝化石を産する海成層で、凝灰質砂岩からなり黒雲母石英安山岩を伴っている。

新第三系の鮮新統としては小松沢層とそれを覆う火山岩類とがある。小松沢層はほぼ図幅全域に散在する地層でガラス質凝灰岩、シルト岩などからなり、保存良好の鮮新世を指示する植物化石を多産する淡水性珪藻質泥岩を伴う。これを覆って輝石流紋岩、松脂岩質流紋岩、輝石安山岩、輝石石英安山岩、黒曜岩質流紋岩、橄欖石玄武岩および紫蘇輝石安

山岩が図幅西部に散在する。

第四系としては、砂、礫、シルトよりなるるべしべ層とこれを覆う4層の軽石流、段丘堆積物などがある。最も早期の輝石石英安山岩質軽石流は熔結部がよく発達するがその分布は狭く、北西方より本地域に流入したものと考えられる。次の黒雲母石英安山岩質軽石流にはほとんど熔結部がみられず、南方に由来した軽石流の末端である。これに次ぐ角閃石石英安山岩質軽石流は西方に由来するもので熔結部をもたず、下底に常に垂炭層または泥炭質泥層を伴っている。最後の輝石安山岩質軽石流は屈斜路カルデラに伴って東方から流れ込んだもので、本地域はその末端にあたり、熔結部はみられない。段丘には海拔300～370m、180～300m、160mの高位、中位、低位の三面があり、何れも砂礫層を伴っている。中位段丘は、黒雲母石英安山岩質および角閃石石英安山岩質軽石流を切って、その堆積後に生じたものである。崖錐は置戸層に属する玄武岩質安山岩に接して広く分布し、その山崩れによる崩壊物が主となっている。本地域の河川に沿っては広く砂、礫、粘土よりなる沖積層が発達している。

. 2 中 生 界

. 2 . 1 湧別層群

湧別層群⁷⁾は北隣生田原図幅地域内に広く分布して10,000m以上の厚さをもつと推定される砂岩頁岩の互層で礫岩を伴い、下半部には酸性凝灰岩やチャートを挟んでいる。生田原図幅で区分された8層のうち、その上半のみが本地域に延長して分布すると考えられるが、一般的に粒度が粗くなり、砂岩、礫岩の量が増しているため、生田原図幅での区分は本図幅では不明確となっており、ここでは下部、中部、上部、最上部に区分される。

本地域の下部を占めるのは数10cm～数mの厚さの砂岩と頁岩との互層からなり、生田原図幅の瑞穂層にほぼ相当するものであろう。なお、本地域で最も西に現われる、小松沢上流部の砂岩頁岩は著しく凝灰質であるが、一応一括した。中部をしめるものは下部同様の互層であるが、砂岩の粒度は粗くなり、含礫砂岩に富み、また礫岩をしばしば挟む。生田原図幅の若佐層にほぼ相当するものであろう。上部は無層埋塊状の黑色頁岩からなり、砂岩薄層を挟み、生田原図幅の中層の延長にあたる。本地域の最上部は凝灰質砂岩で生田原図幅での仁頃層群の基底層の一部の延長とも考えられるがここでは砂岩としての性質が卓越するので湧別層群に含めた。

下部および中部の互層にみられる頁岩は黒色を呈して薄層理を示す硬い岩石で、植物小破片などの炭質物がしばしば層面にみとめられる。砂岩は灰緑色ないし暗灰色を呈する堅硬緻密な岩石で、頁岩と薄互層をなすとともに、ときには厚板状の塊状粗粒砂岩として現われる。淘汰不良の円磨度の悪い粘板岩、安山岩細片を主として、砂岩、チャート片を含み、石英や斜長石、角閃石、輝石、まれには黒雲母の結晶片も含まれ、その間は炭酸塩および粘土鉱物で埋められている。なお、小松沢上流の砂岩頁岩は凝灰質で、安山岩や軽石の破片が多量に含まれ、頁岩中にも褐色角閃石、輝石結晶片がみられる。礫岩はときには数mの厚さをもつが、多くは薄層をなすもので、角礫状の黒色頁岩片とともに円磨された変質安山岩礫を多量に含み、珪岩、粘板岩および変質した花崗岩礫を伴っている。礫径は30cmにおよぶことがある。

上部にみられる無層理塊状の黒色頁岩は風化して容易に細粒角礫化するもので、均質ではあるがシルト質で、やや軟弱である。有孔虫などの化石は見出し得なかった。なお、ときには薄いシルト岩を挟んで層理を呈することがある。最上部の凝灰質砂岩は青緑色ないし灰緑色を呈して堅硬である。粗細さまざまな粒度のものが極めて細かくやや不規則に互層し、黒色シルト岩をも挟んでいる。頁岩および塩基性安山岩片とともに斜長石、輝石結晶片を多量に含んでいる。

湧別層群は西部ほど走向は東西に近く、傾斜はゆるやか(40度前後)であり、東部で次第に走向をかえて北東 南西となり、傾斜は垂直に近くなり、中部の礫岩を伴う互層の部分では逆転して西に60度から60度の傾斜を示す。最上部ではふたたび東方に急斜している。しかし、生田原図幅でも指適されているように、全体として東ほど上位の地層が現われている。なお、最も西に現われる小松沢上流では西に傾斜するが、擾乱を蒙っている点からみても断層に接しているためと考えられる。

2.2 仁頃層群

仁頃層群⁷⁾は本図幅地域の東半に広く分布しており、湧別層群に整合してその上位に重なる。本地域では露頭不十分で両層群の直接点は見出しえなかったが、凝灰岩の著しくなるところから仁頃層群とした。その境界付近には断層を推定させる現象はなく、これより東で仁頃層群中に巾広く珪化帯を伴う大規模な断層が推定され、またこれに併走する断層がさらに東に推定される。これらの断層に切られて、例えば生田原図幅地域でみられる下位の石灰岩帯は本地域には現われぬなど地層の欠けることが考えられる。また黒色頁岩など

は南方に急激に薄くなるなど岩相変化が著しいので、仁頃層群の層序区分は極めて困難なので地質図には大まかな岩相区分を示した。しかし、大観すれば本地域では単斜構造を示し、図幅南東隅でゆるい向斜構造を呈するものと考えられる。下部には厚い無層理黑色頁岩が顕著であり、中部には凝灰角礫岩の発達著しく輝緑岩を伴い、上部ではチャートおよび凝灰質頁岩が顕著で石灰岩レンズを多数伴う。なお、この石灰岩は生田原図幅の上位の石灰岩帯の連続である。また火山活動は湧別層群で下位には酸性凝灰岩が、上位に安山岩質⁷⁾と火山活動は次第に塩基性への傾向がみられたのに引続いて、仁頃層群下部の凝灰岩には安山岩片が多く、角閃石結晶片もしばしばみられるが、上部ではしばしば玄武岩片のみよりなる粗粒凝灰岩がみられ、輝緑岩も橄欖石玄武岩質は中部に、上部にはチタン輝石を含有するアルカリ玄武岩質となっている。

石灰岩は留辺蘂町の北、またその北東6kmなどにみられるように各層準に存在するが、上部に最もよくみられる。ほとんどが小レンズで、図幅東縁から約3km西の凝灰角礫岩の東に接する石灰岩のみがやや大規模で、相内石灰岩と呼ばれ有名である。この相内石灰岩には第2表に示すように鳥の巣石灰岩に産する化石群に似た化石を産する。

第2表 仁頃層群産化石

(図幅地城北東隅の相内石灰岩)

Stromatopora (*Epistromatopora*) n. sp.

S. (E.) sp.

S. (*Parastromatopora*) sp.

Tasastroma yabei HASHIMOTO

Milleporella fassicullata tenue HASHIMOTO

milleporidium kitamiensis HASHIMOTO

M. sp. 1

M. sp. 2

M. sp. 3

Macroporella sp.

Lithocodium sp.

(⁵⁾橋本巨および⁷⁾生田原図幅による)

石灰岩はふつう灰白色を呈し緻密塊状であるが、ときには板状の白色珪岩に挟まり細かな互層をなす。

黑色頁岩は下部から中部にかけて存在し、塊状無理の厚層をなし、ほとんど他層の岩石

を挟まない。その岩質は湧別層群上部のものに酷似する。この頁岩は北で厚く、南に急激に薄化する傾向があり、無加川をこえて南に連続するものは漸次灰色珉質頁岩に変化する。

凝灰質頁岩は上部のみに存在し、赤色ないし黄灰色を呈して塊状緻密、ときに葉片状剥理が発達する。図幅南東部によく発達しているが、ここでは凝灰岩薄層を挟んで成層する。ラジオラリア化石をチャート同様に含有する。

チャートは通常板状を呈し赤色を示すが、ときには白色、青色を呈して珉質凝灰岩、凝灰質頁岩に移化する。赤色薄板状チャートが厚層をなすときにはしばしばマンガン鉱を伴っている。

凝灰岩は細粒均質で葉片状の剥理はよく発達するが層理は不明瞭である。新鮮なときには暗緑色ないし青緑色を呈するが、風化しては黄褐色を呈し、また表面が赤褐色を呈することもある。

凝灰角礫岩は暗緑色を呈し堅硬で、弱く風化したときには肉眼でも角礫構造が認められるが、通常は他との識別が困難である。角礫の径は数cm以下で、一見砂岩様を呈する粗粒凝灰岩も少くない。上部では橄欖石玄武岩質角礫のみからなる、いわゆる本質凝灰角礫岩もみられるが、一般には種々の岩片を含む異質凝灰角礫岩である。中部のものには安山岩とともに石英安山岩、玄武岩質安山岩の角礫が角閃石結晶片を伴って含まれることがある。

なお、粗粒凝灰岩には結晶片岩角礫が含まれている。図幅北東縁の凝灰角礫岩中に産する石灰岩塊の東側に接するものには紅簾石 緑泥石 石英片岩、緑簾石 緑泥石 陽起石 曹長石片岩の角礫が含まれている。また留辺蘂町の北東々、泉部落の北にあたる地点では緑泥石 石英片岩が、留辺蘂町の北方常呂鉱山の沢の奥では緑簾石 角閃石片岩、ミロナイト質角閃石閃緑岩の角礫が粗粒凝灰岩中に産する。(図版1 A・B)

輝緑岩は暗緑色緻密堅硬な岩石で角ばった節理がよく発達しており、しばしば細かな気泡、またはそれが炭酸塩などに埋められて存在する。熔岩とともに岩床も多いと考えられるがその識別は困難である。中部に存在するものの大部分は橄欖石玄武岩質で、鏡下では細粒の緑泥石あるいは緑簾石化した鉄苦土鉱物と曹長石とが間粒または填間組織を示し、ときには変質した橄欖石および斜長石斑晶がみられる。なお、著しく炭酸塩化または赤鉄鉱化されたものも存在する。上部に或いは岩床と考えられる輝緑岩は粗粒で、鏡下ではオフィットまたは間粒組織を呈し、赤紫色を帯びるチタン輝石と曹長石および緑泥石化した橄欖石、粘土鉱物からなっている。

閃緑岩は図幅のほぼ中央、すなわち訓子府川沿いに3ヶ所にわかれて現われ、またこの



図版 1 A 仁頃層群粗粒凝灰岩中の結晶片岩角礫
 (北見市豊田北々西約 4 km)石灰岩レンズ東側産)
 A: 紅簾石 (P) 緑泥石 石英片岩礫

0.1 mm



図版 1 - B
 B: 緑簾石 緑泥石 陽起石 曹長石片岩礫
 (下半は凝灰岩の基質)

0.1 mm

北方6kmにも1ヶ所の小規模な露頭がみられる。前者の西端の露頭は輝緑岩との接触部であって、接触変質を蒙り黒色緻密な角閃岩化した輝緑岩に接して粒度の不規則な閃緑岩があり、薄膜状の脈をなして長径2cmに達する薄板状の角閃石巨晶がみられ、またプレーナイトと緑簾石よりなる幅20cmの脈が発達している。閃緑岩の主体は灰緑色を呈する均質な緻密堅硬な岩石で、鏡下では緑褐色角閃石、微斜長石および灰曹長石よりなり、ややモンソニ岩に近い性質を示す。

. 3 古 第 三 系

. 3.1 陸 別 層

陸別層の模式地は南東隣の本岐図幅地域内にあり、ここに産する植物化石から古第三系であることが確認された。この北方延長は北見図幅地域内に達し、仁頃層群を覆ってその東側に分布している。本図幅地域はその北西縁を画するものであろうが、図幅南東部の境界部落東方の小谷にわずかに1露頭がみられるのみである。谷の入口から約150mの谷の西壁に、付近の台地面と不調和にやや小高い丘があり、その側面に露頭がある。

この陸別層は拳大の輝緑凝灰岩を主として少量の赤色チャートの礫よりなる礫層で新第三系に由来する安山岩などの礫を全く含んでいない。風化しており軟弱な段丘砂礫層様を呈するが、濃い褐赤色を呈しており、礫はよく配列して北東方に急斜するが、層面は不明瞭である。また炭化度の高い石炭をシュリーレン状に挟在している。

. 4 新 第 三 系

. 4.1 温根流紋岩類

本岩類は図幅の西半に広く分布するもので、当地域より北西方に広く発達する鴻の舞層群の一部の延長にあり、生田原図幅の生田原層にほぼ相当する。

図幅の西端温根湯付近より南の松山部落の東方までを模式地とするもので、ジュラ系を直接不整合に覆っている。不整合関係は国鉄金華 常紋駅間沿いの小沢で観察できる。この地点ではジュラ系湧別層群の黒色頁岩を傾斜不整合に覆って1m内外の基底礫岩、頁岩の礫を含む緑色凝灰角礫岩さらに珪化して灰白色を呈する凝灰角礫岩へと移行している。

本岩類は、無層理厚層をなす凝灰角礫岩、成層凝灰角礫岩および凝灰質シルト岩、無斑

晶質流紋岩，角閃石流紋岩の順に累重する。全般的にこれらは変質作用を蒙っており，青緑色を帯び，風化して淡褐緑色ないし白色を呈し，ときには粘土化や珪化している。

無層理凝灰角礫岩は，200mに近い厚さをもつもので，主として火山砕屑流として生じたものと考えられ，その熔結したと思われるところは温根湯より東方無加川沿いに不規則な板状節理を呈して広く現われている。全般的にはほぼ均一に径2cm前後の黒色頁岩片および白色角閃石リソダイトの角礫片をもち，径4cm前後の粘土化した軽石片や石英，斜長石結晶片を多量に含有している。また径5cm以下のよく円磨された変質安山岩礫を少量含んでいる。

この凝灰角礫岩中には金・銀，水銀鉱脈が各所に散在し，その周辺では粘土化，珪化が著しいが，一般的には変質は弱く，岩質も軟弱である。

成層凝灰角礫岩は，温根湯の南東方石切場跡で見られるように無層理凝灰角礫岩の上位を占めるものである。岩質的には上記の角礫岩と大差ないが，径5mm前後の頁岩片を多量に含む粗粒部と極細粒の部分との互層である。なお，この角礫岩の一部には前期の火山砕屑流の後に生じた降下火山灰層と考えられる堆積物がある。

シルト岩は，松山部落の東方および温根湯の北方で成層凝灰角礫岩の上部によくみられ，灰色～黄褐色を呈する粗～細粒の凝灰質シルト岩でよく成層している。このシルト岩中には植物の破片をかなり含んでいるが，鑑定し得るものは得られなかった。

このほか，層準は明らかでないが，金華から上金華にいたる道路沿いに炭質物を含む陸成層的な粘土岩と凝灰質シルト岩との薄互層(0.5～1cm)が見られる。なお，この薄互層は北隣生田原図幅の北ノ王鉱山および共栄鉱山の坑内で観察される砂岩および頁岩の薄互層に岩質が似ている。

これら凝灰角礫岩およびシルト岩は，隣接する生田原図幅の生田原層，北見富士図幅の北見富士層にそれぞれ連なるもので，その分布は広大である。

無斑晶質流紋岩は，凝灰角礫岩の上位を占め図幅の北西部から生田原図幅にかけての地域および南西部の各所に広く存在する。その岩相は流理構造，球顆構造の顕著なもの，角礫状および真珠岩質なものなど多様であるが，概して流理構造が著しく，また基底部は常に厚く真珠岩構造を呈する特徴があつて，全般的に変質作用を蒙っている。主体をなす流理構造の著しい縞状流紋岩は少量の石英および斜長石の斑晶を伴っている。鉄苦土鉱物は変質して不明であるが，石基には黒雲母細片が，モザイク状を呈するアルカリ長石，石英とともに存する。

なお、地質図に示した地域のほか、小松沢と無加川間の稜線および金華西方旧無華鉱山付近にもこの流紋岩に相当するものと思われるものの珪化岩が見られるが、分布が明らかでないので図示しなかった。

角閃石流紋岩は、小松沢の中流南標高500m余の峰を形成するものである。本岩もまた変質作用および珪化作用を蒙っていて、原岩の組織をとどめているものは少ない。わりに新鮮なものは流理構造を呈し、少量の石英、斜長石の斑晶が目立つ程度である。

鏡下でみると斑晶として斜長石と少量の緑褐色角閃石を含み、隠微晶質の流理の著しい石基よりなるが、ときには斑晶として黒雲母を含有することもある。

本岩類の構造は露出不良の為もあって不明瞭であるが、ほぼ水平に近く、北東部ではわずかに西方に向かって、南西部では松山部落付近を通る東西方向の断層を境にしてそれより南の地域では南東方に傾斜している。

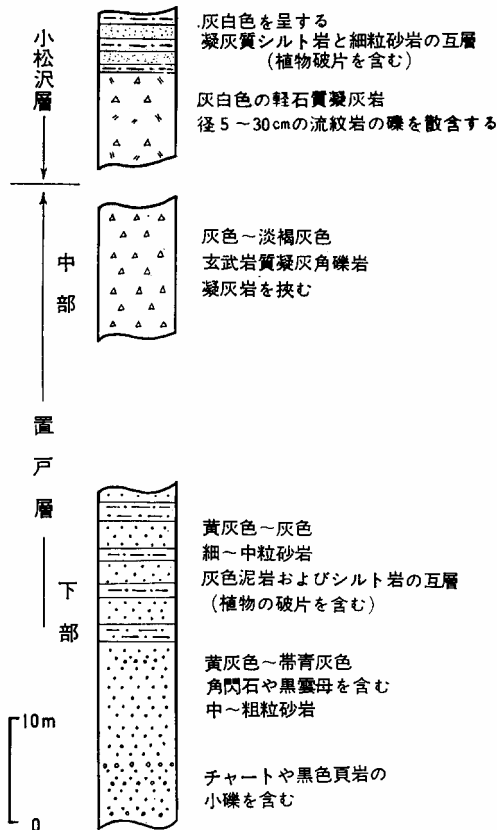
4.2 置戸層

図幅地域西半の無加川南岸に広い台地を形成するほか各地に断片的に散在する。仁頃層群、温根流紋岩類を覆っており、置戸安山岩に覆われる。その下半部は温根湯の南々東の三角点（631.7m）の東側の沢沿いに、また上半部は留辺蘂町の南々西の沢で比較的良好に観察される。断片的ではあるが、その柱状の1例を第1図に示す。

下部には石英安山岩質凝灰岩を伴う砂岩泥岩が、温根湯の北に2ヶ所、またその南方の台地に広範囲に分布し、その延長は留辺蘂町の東方の泉部落付近に点在する。泉部落では無加川の北と南に現われ、いづれも仁頃層群を覆っており、青緑色を呈し、粗粒から細粒の凝灰岩ないし凝灰質砂岩が互層しよく成層しており、軽石片に富んでいわゆる緑色凝灰岩に似た岩相を呈する。鏡下では石英とともにアノーソクレス結晶片を含む特徴をもっている。温根湯南々東の三角点南側の沢底には石英安山岩細礫がときに散点する緑色砂岩・泥岩互層がみられるが、これにもアノーソクレス結晶片が含まれている。また三角点の東方沢底にも同様の互層がみられるが、これは褐色を呈しており、その中に挟まれる白色泥岩薄層には保存やや不良の植物化石を産し、*Melosira* sp. などの淡水性珪藻を含んでいる。この北方昭栄部落の南で白色緻密な泥岩中に産した植物化石を表に示した。（第3表 次頁）

なお、三角点東の沢でみると、この層準には淘汰不良の安山岩礫からなり木片を含む礫岩や、斑状ガラス質輝石安山岩質火山角礫岩の薄層も挟まれる。

下部に漸移する中部を占めて凝灰角礫岩が卓越し、熔岩流を伴っている。凝灰角礫岩の



第1図 置戸層と小松沢層柱状図

(奔無加川上流西の小沢
三角点622.1mの西約1.5km)

角礫は拳大の黒色ないし赤色ガラス質の玄武岩が主であってその基質はしばしば石英安山岩質で黄灰色を呈する。熔岩流は置戸町の西方では橄欖石玄武岩で玄武岩質火山角礫岩および黒色砂岩を挟む黄色凝灰岩を下に伴っている。橄欖石玄武岩は鏡下で斑晶は斜長石と細粒単斜輝石よりなる厚い反応縁に包まれた橄欖石からなって、細粒の間粒組織、あるいはガラス質の填間組織を呈する。石基には斜長石、橄欖石、単斜輝石および鉄鉱がみられる。なお、北方の無加川よりの地域にみられる熔岩は斑晶に乏しい玄武岩質安山岩である。鏡下では斜長石とともに、紫蘇輝石反応縁に包まれた橄欖石あるいは紫蘇輝石または普通輝石が少量存在し、石基は粗粒～細粒で填間組織を早し、斜長石、紫蘇輝石および少量の普通輝石、鉄鉱、クリストパル石、ガラスからなる。

第3表 置戸層産植物化石

(留辺薬町昭栄南方)

<i>Juglans japonica</i> TANAI (leaflets)	2 (個体数)
<i>Betula</i> sp. (leaf)	1 (")
<i>Acer yabei</i> ENDO (leaves)	2 (")
<i>Diospyros sublotus</i> TANAI et N. SUZUKI (leaf)	1 (")

(同定 鈴木 順雄)

留辺蘂町の南々西では、中部と最上部の玄武岩質安山岩に挟まって、褐色凝灰質砂岩が発達する。よく成層して板状を呈し、一部ではシルト質となって湖成層様を呈するが、その下底部、また上部には黒色ガラス質の安山岩角礫を散含し、火山活動の休止期の堆積物であることを示している。

最上部を占める普通輝石橄欖石玄武岩質安山岩は、留辺蘂町の南々西で先に述べた凝灰質砂岩を覆うとともに、その北方および北東方で仁頃層群を覆って存在する。数10mの厚さをもつと考えられる厚い熔岩流が数枚みられる。いずれも堅硬緻密で斑状を呈する青灰色の岩石である。鏡下では斜長石と橄欖石および少量の普通輝石を斑晶としており、石基は粗粒で、間粒組織を呈し、やや大型卓状の斜長石と普通輝石、鉄鉱と細粒のピジオン輝石からなり、ときに少量の褐色ガラスを伴う。

本層の構造は露出が断片的なために明瞭ではないが、ゆるい褶曲を繰返すものようで、ときには、例えば置戸町の西方にみられるように30度の急な傾斜を示すこともある。

4.3 置戸安山岩

本図幅の西縁に広く分布する。仁頃層群とは断層で接するものようであり、温根流紋岩類との直接の関係は不明であるが、置戸層を不整合に覆う。その露頭は置戸町の北西方の墓地の沢南岸の崖でみられ、西方に傾斜する置戸層の凝灰質粗粒砂岩層を不規則に覆い接触部で熱的影響を与えている。

本安山岩は一般に軽微な緑泥石化作用を受けて緑青色ないし青黒色を呈し、ときには置戸水銀鉱山付近のように著しい粘土化作用を受けてはいるが、珪化作用は全くみられない。なお粘土化は常呂川の北岸のみではなく、南岸の三角点248.2mの北東の小谷にも認められる。

本安山岩は厚さ10m前後の薄い熔岩流の累重よりなり、緩く北東方に傾斜する。その最も厚いところは250m余に達するが、火山砕屑岩類は全然みられない。置戸町浄水場、また南隣小利別図幅内の拓殖部落南東には厚さ数m以下の砕屑岩が挟在するが、これらは礫層ないし礫と砂との互層で崖錐あるいは扇状地堆積物として生じたものである。

熔岩は緻密でその表層部にも岩滓状部はなく、板状節理または不規則な節理をもち、その大部分はやや酸性の普通輝石紫蘇輝石安山岩または紫蘇輝石安山岩である。鏡下では斑晶の紫蘇輝石は常にピジオン輝石よりなる反応縁にふちどられており、石基はいわゆる粗面組織を呈して斜長石、単斜輝石、鉄鉱およびクリストバル石の少量みられるもの、あるいは

優白質で斜長石，アルカリ長石，鱗珪石，鉄鉱とガラスからなり有色鉱物を欠くもの，これらの中間型のものなどがみられる。なお，置戸町の西で常呂川に面する崖，その北東2kmの谷間などには橄欖石普通輝石安山岩または橄欖石普通輝石紫蘇輝石安山岩がみられる。鏡下でみると橄欖石斑晶はすべて変質しているがその周辺部には輝石よりなる反応縁が厚く生じている。石基は粗粒で短柱状の斜長石，粒状普通輝石，鉄鉱および少量の褐色ガラスからなり，ときにはアルカリ長石，黒雲母も存在して填間組織を呈する。

4.4 相内層

図幅北東隅から南東部にかけて広く分布すると考えられるが，軽石流などに覆われて地表での露頭は極めて断片的である。東隣の北見図幅および北東隣の端野図幅地域に連続して網走市周辺の能取層などと同時異相の関係にある。まれではあるが *Chlamys* などの貝化石を産し，海成堆積物である。仁頃層群を不整合に覆い，またその1部は置戸安山岩の著しい凹凸を示す侵蝕面上にのっている。なお，西部の温根流紋岩類や置戸層とは直接しておらず，関係不明であるが，標式地において貝化石を産する下半部は，西部地域のこれらの地層と同時期の海成堆積物とも見做される。主体は凝灰質砂岩からなるが，上部は石英安山岩となっている。

4.4.1 凝灰質砂岩

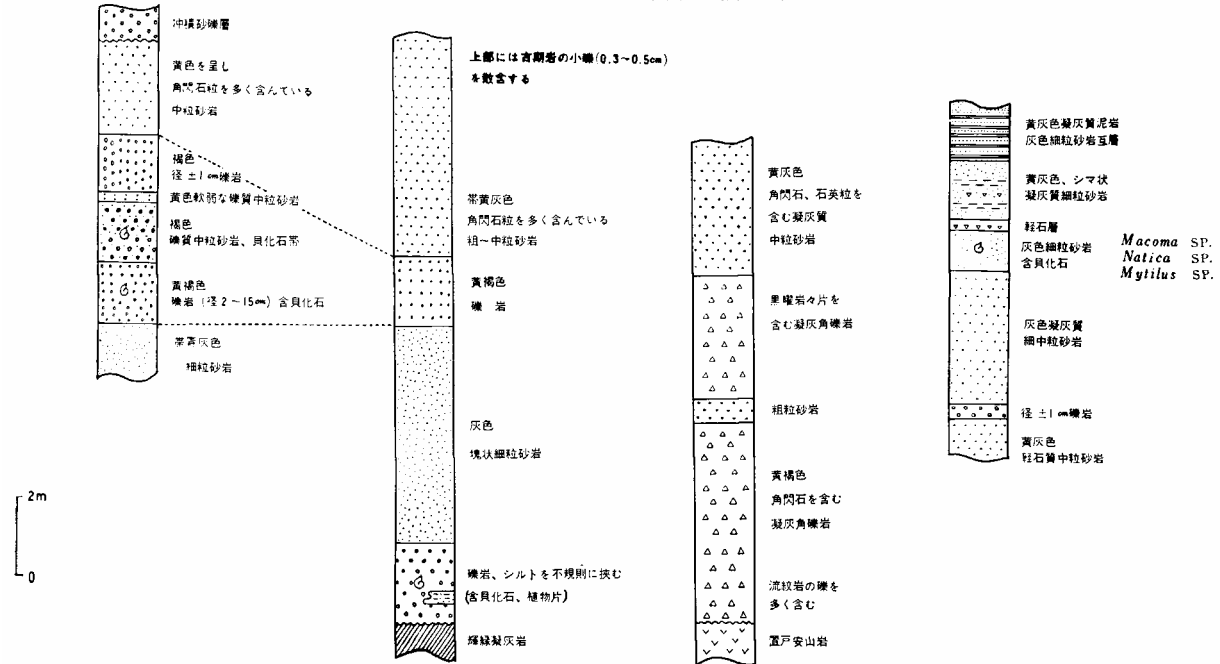
基底部に礫岩を伴う凝灰質砂岩からなり，白色シルト岩を伴う。

基底礫岩は無加川沿いの豊田部落北方，またその南東の橋下およびそれより南西方訓子府川の支流に点々とはあるが走向方向に連続して現れる。よく円磨された輝緑凝灰岩類や頁岩，変質安山岩などの径数cmの礫の間を少量の凝灰質物質が埋めて青緑色を呈し，よく固結しているが，風化しては崩壊し易い岩石である。数枚の薄層として砂岩と互層するものの如くで，豊田の北方では輝緑凝灰岩の急斜面を不整合に覆い，貝化石 *Chlamys* sp. *Cardium* sp. を産する。この南，相内部落の西側で，本図幅東端にあたる無加川を渡る橋下では第4表のような貝化石を多産する。これはサロマ湖図幅の知来層の化石群，または釧路炭田の厚内動物群に類似するものである。ここでは無層理塊状のガラス質砂岩の上のり，角閃石結晶片を顕著に含有する凝灰質砂岩に移化する。なお，北海道大学松井愈助教授の教示によれば，この地点の西で橋の直下に *Desmostylus minor* NAGAO を産したとのことである。なお，北海道では釧路炭田で厚内層群の下部の産出と推定される *Desmostylus* sp. cf. *minor* NAGAO⁴⁾ が報告されている。

(国鉄相内駅西側の
無加川本流にかかる橋の下) (豊田部落北方
左柱状図地点の北 1.5Km)

(置戸町東方
常呂川南岸路傍)

(訓子府町北側の崖)



第2図 相内層柱状図

第4表 相内層産貝化石

(図幅地域北東部, 無加川にかかる橋の下)

Chlamys kaneharai (YOKOYAMA)

Chlamys cf. *arakawai* (NOMURA)

Patinopecten matumoriensis (NAKAMURA)

Patinopecten cf. *kimurai* (YOKOYAMA)

Cardium sp.

Papyridea harrimani (DALL)

Serripes fujinensis (YOKOYAMA)

Serripes sp.

(同定: 水野篤行技官)

主体をなす凝灰質砂岩は灰青色ないしは黄白色を呈する中～細粒砂岩で、厚さ数m以下の単層がやや不規則に互層するもので、下半部ではほぼ固結しているが、上半部ではほとんど固結しておらず、後者には斜層理が著しく発達している。

礫岩から移化するところには角閃石結晶を多量に含む砂岩がみられ、訓子府町の南西方で置戸安山岩を不整合に覆うのもこの角閃石含有凝灰質砂岩である。



図版3 主体をなす凝灰質砂岩(豊田部落の北)

これにつづく層準では輝石結晶を含むことで特徴づけられる。訓子府町の北側の崖ではこの層準に *Macoma* sp. ほかの貝化石が散点している。(第2図) 相内層の上半部を占める軟弱な砂岩は黒雲母片を多量に含んでおり、豊田部落の東方およびその北方で仁頃層群のなかに北東 南西に細長く分布するものがそれに当る。

本層の構造はゆるい波曲を呈するものようであるが、成層面も不規則であり、詳細不明である。

. 4 . 4 . 2 黒雲母石英安山岩

図幅南東隅に2ヶ所小規模な分布を示し、図幅北縁にジュラ系および温根流紋岩類を覆っている。図幅北縁の豊金部落北方付近では下底を占めて凝灰角礫岩がみられ、前節の上半を占める凝灰質砂岩と密接な関係にあるものと解される。

石英安山岩は灰青色～灰白色を呈する塊状の岩石で、ときには流理構造を示し、新鮮であってもその岩質はやや軟弱である。肉眼でも石英および六角板状の黒雲母が顕著である。鏡下では多量の石英、斜長石および黒雲母を斑晶として、石基は石英と斜長石とが等粒のモザイク状組織を呈し、黒雲母とともに少量の緑泥石などの二次鉱物がみられる。

凝灰角礫岩は径30cmに達する斑晶に乏しい酸性安山岩の角礫を主としており、雑色を呈し、ほとんど固結していない。層理は不明瞭であるが、やや淘汰された形跡があり、水底に堆積したものと考えられる。

. 4 . 5 岩 脈

本図幅地の北西部には、おもに温根流紋岩類の凝灰角礫岩中に多くの岩脈がみられる。変質角閃石輝石安山岩、輝石安山岩、黒雲母石英安山岩および流紋岩などである。流紋岩を除いてはいずれも中新世の火山活動に関係するものである。

変質角閃石輝石安山岩は緑泥石化作用をうけて帯緑暗灰色を呈する岩石で、小松沢の中流地域ではN45° W方向に、約6～7mの巾で露れる。斑晶として斜長石、角閃石および輝石を肉眼でも顕著に含有している。

輝石安山岩は国鉄金華駅北西方の奔無加川二股付近およびその北支流にN10～20° Eの方向で併走する数多くのも、また松山付近および温根湯東方などに存在するもので、一部は湧別層群中に存在する。この岩脈も緑泥石化作用を受けて緑色を呈することがある。脈巾は最大で5m、多くはそれ以下である。肉眼的に斑状を呈し、ときに無斑晶質である。

黒雲母石英安山岩は金華駅の北西にほぼ東西性の方向をもって現れ、脈巾は少くも7mあるものである。相内層の上部を占める黒雲母石英安山岩と同時期のものと考えられ、著しく斑晶に富み新鮮である。

流紋岩は金華駅の西の奔無加川本流で2本、その下流に1本みられる。脈巾は3~5mでE-WないしN60°Eの方向をとる。上流にみられるものは松脂岩質流紋岩であり、下流のものは暗灰色~灰色を呈する流理の顕著な斜長石流紋岩である。

4.6 小松沢層

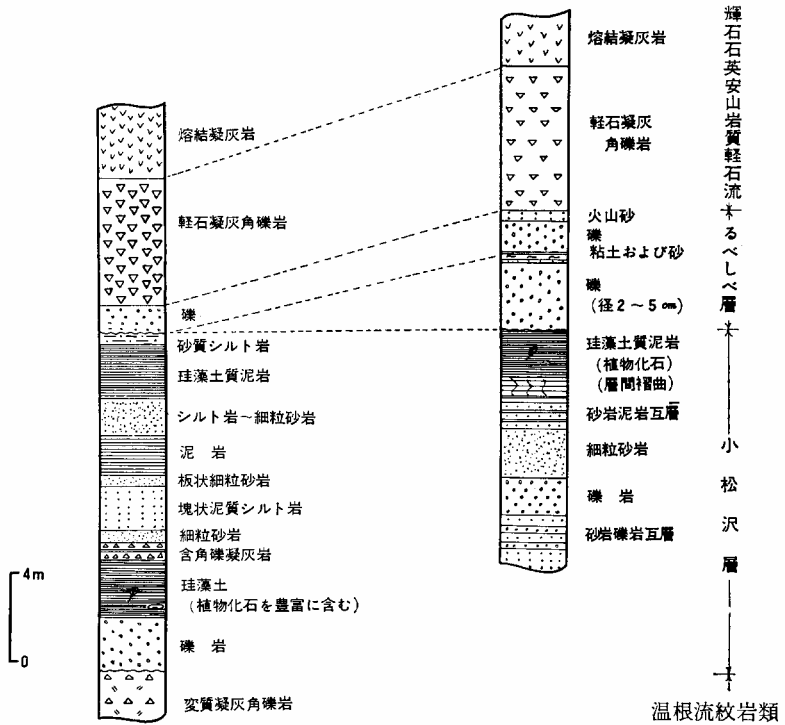
本層は図幅地域北西半の小松沢上流部から生田原図幅地域にかけて中新世の各地層を覆って比較的良好に露出しており、さらに留辺薬町の西方大富部落付近、温根湯南方松山付近、松山と置戸町との中間地域および訓子府町南西豊坂付近にも分布する。ガラス質凝灰岩~凝灰質砂岩、シルト岩および珪藻質泥岩で特徴づけられる地層で、鮮新世を指示する植物化石を産し、生田原図幅の矢矧層に連続するものであり、西隣北見富士図幅のトムイルベシベ層と上金華層を併せたものにほぼ相当する。

小松沢上流から生田原図幅地域にかけての本層は温根流紋岩類、置戸層とともにジュラ系湧別層群を直接に覆って発達するが、その分布は温根湯から上金華にぬける断層の西側に限られている。露出が断片的であり、岩相の変化が激しいので層序区分は明確でないが下位から基底礫岩、含角礫凝灰岩、砂岩凝灰岩互層の順に重なるようである。

基底礫岩は小松沢で湧別層群に接してみられ、ジュラ系の砂岩、頁岩の角礫をもち、約5mの厚さで上位の軽石質凝灰岩に移行する。含角礫凝灰岩は図幅北西端に広く発達している。黄灰色~淡灰色を呈し、安山岩、流紋岩の角礫を含有し、石英、黒雲母結晶片あるいは黒曜岩細粒を多量に含むガラス質の凝灰岩で、一般に無層理で、上部の細粒凝灰岩~シルト岩ではじめて層理が明らかとなる。砂岩凝灰岩互層と砂岩泥岩互層とは互に指交する関係にあるようで奔無加川上流の上金華部落付近を中心として東側に発達する。灰白~黄色を呈するガラス質岩で、固結度は低く泥岩の一部には保存やや不良の植物化石を産し、淡水性の珪藻を含んでいる。

(大富四号一五号)

(無加川鉄橋横)



第3図 留辺薬町西側無加川流域の小松沢層および軽石流

留辺薬町西の大富付近では温根流紋岩類を覆って第3図および図版2に示したように10m余の厚さで発達する。礫岩、凝灰質砂岩、シルト岩の互層で第4表に示した植物化石を豊富に含む珪藻土ないし珪藻土質泥岩を挟む。



図版 2 留辺藁町大富付近における小松沢層の珪藻土（白色の部分）

第 5 表 小松沢層産植物化石

（留辺藁町西大富近付産）

<i>Abies protofirma</i> TANAI	r
<i>Picea kaneharai</i> TANAI and ONOE	r
<i>Tsuga oblonga</i> MIKI	r
<i>Thuja nipponica</i> TANAI and ONOE	r
<i>Populus balsamoides</i> GOEPPERT	A
<i>P. kitamiana</i> TANAI and N.SUZUKI	A
<i>Salix crenato-serrulata</i> TANAI and N.SUZUKI	r
<i>S. kitamiensis</i> TANAI and N.SUZUKI	r
<i>S. misao-tatewakii</i> TANAI and N.SUZUKI	r
<i>Alnus protohirsuta</i> ENDO	A
<i>A. protomaximowiczii</i> TANAI	r
<i>Betula miomaximowicziana</i> ENDO	A
<i>B. onbaraensis</i> TANAI and ONOE	A
<i>B. protoermnai</i> ENDO	r
<i>Carpinus subcordata</i> NATHORST	A
<i>Corylus</i> sp.	r
<i>Ostrya shiragiana</i> HUZIOKA	r

<i>Fagus palaeocrenata</i>	OKUTSU	r
<i>F. protojaponica</i>	K.SUZUKI	A
<i>Quercus protodentata</i>	TANAI and ONOE	r
<i>Celtis nordenskioldii</i>	NATHORST	r
<i>Ulmus protojaponica</i>	TANAI and ONOE	c
<i>Polygonum megalophyllum</i>	TANAI and N.SUZUKI	r
<i>Rumex ezoensis</i>	TANAI and N.SUZUKI	r
<i>Magnolia elliptica</i>	TANAI and ONOE	r
<i>Hamamelis protojaponica</i>	TANAI and N.SUZUKI	r
<i>Prunus ishidae</i>	TANAI and N.SUZUKI	r
<i>P. protosiori</i>	TANAI and ONOE	c
<i>P. rubeshibensis</i>	TANAI and N.SUZUKI	r
<i>P. subserotina</i>	TANAI and N.SUZUKI	c
<i>Sorbus lanceolata</i>	TANAI and N.SUZUKI	r
<i>Cladrastis chaneyi</i>	TANAI and N.SUZUKI	A
<i>Gleditsia miosinensis</i>	HU and CHANEY	r
<i>Rhus miosuccedanea</i>	HU and CHANEY	r
<i>R. protoambigua</i>	K.SUZUKI	r
<i>Acer palaeodiabolicum</i>	ENDO	c
<i>A. palaeorufinerve</i>	TANAI and ONOE	r
<i>A. protojaponicum</i>	TANAI and ONOE	A
<i>A. pseudoearpinifolium</i>	ENDO	r
<i>A. pseudoginnala</i>	TANAI and ONOE	r
<i>A. subpictum</i>	SAPORTA	A
<i>A. subukurunduense</i>	N.SUZUKI	r
<i>A. yabei</i>	ENDO	r
<i>A. sp.</i>		r
<i>Vitis naumanni</i> (NATHORST)	TANAI	r
<i>Stewartia okutsui</i>	TANAI	r
<i>Cornus megaphylla</i>	HU and CHANEY	r
<i>Clethra maximowiczii</i>	NATHORST	r
<i>Diospyros sublotus</i>	TANAI and N.SUZUKI	r
<i>Lonicers sp.</i>		r

産出頻度 r : 1~10個 c : 11~50個 A : 51個以上

この植物群は^{註1)} 棚井、鈴木によれば、生田原図幅における中新世の社名淵植物群と同様に温帯性潤葉樹が大部分を占めており、針葉樹はきわめて少なく、マツ科のものがわずかに見られるにすぎない。潤葉樹の中では *Fagus protojaponica* が最も多く、全個体数の約45%強をしめていることはやや特異であり、次いで *Betula onbaraensis* (約20%)、*Acer subpictum* (約11%)、*Betula miomaximowicziana* (約4%)、*Carpinus subcordata* (約4%) などの順になる。しかし、社名淵植物群で顕著な非固有種 (exotic element) は今までのところ認められない。その組成および構成種から考えると、この植物群は棚井のいわゆる新庄型植物群に属すると思われ、その地質時代は鮮新世中～前期であろうとされている。

珪藻土には *Melosira granulata* を主として、*Stephanodiscus astraea*、*Epithemia* sp. などの淡水性珪藻が含まれている。

温根湯の南松山付近では下部に厚さ5m以下の凝灰質中～粗粒砂岩と含礫軽石質凝灰岩との互層があり、上部には一般に塊状を呈して軟弱な黒雲母、石英粒を多く含有するガラス質凝灰岩および砂岩が発達する。置戸町の北東にみられるものもこれと同様である。

松山の南東にみられるものは他に比べて流紋岩、安山岩等の礫を含む礫岩の量が増しており、扇状地堆積物様を呈する。

訓子府町西方豊坂付近には軟弱で層理不明瞭の灰白～淡黄灰色を呈するガラス質凝灰岩ないし砂岩が広く発達する。これにも黒雲母、石英粒あるいは黒曜岩が片が多量に含まれている。なおその西端の境野南方では変質流紋岩礫を多量に含有する淘汰のよい細礫岩がよく発達している。

4.7 鮮新世火山岩類

4.7.1 輝石流紋岩

図幅北西部に比高80mの円頂丘をつくって露出する。小松沢上流は堅硬な本岩を北側に宇廻して、軟弱な小松沢層との接触部を削り流れている。

淡緑灰色を呈するガラス質の岩石で、輝石の比較的大型の斑晶がめだち、六角柱状の節理がよく発達し円頂丘周辺では弱い緑泥石化作用をうけている。

註1) 棚井敏雅・鈴木順雄：北海道東北地域における社名淵・留辺蘂植物群について(予報)、調査研究報告会講演要旨録、No.13、地質調査所北海道支所、1961(1部補足)

鏡下では斑晶として斜長石、普通輝石、紫蘇輝石および磁鉄鉱がみられ、石基は針状の斜長石、輝石と白色ガラスからなる。

. 4 . 7 . 2 松脂岩質流紋岩

本岩は域内北西部から北隣生田原図幅にかけて露出するもので、温根流紋岩類の無斑晶質流紋岩および小松沢層を覆って分布している。その産状は熔岩流および脈岩状をなしており、生田原図幅の流紋岩 に相当するものである。

緑青色を呈し、斜長石斑晶の散点するガラス質で、不規則な細片に割れ易い。まれには多孔質となり軽石状を呈し、淡青色を呈することもある。変質を全く受けていない。

鏡下でもほとんどガラスのみで、まれに斜長石斑晶および微斑晶状ジルコンを認めるのみである。なお、鱗珪石の集合して斑紋状を呈していることもある。

. 4 . 7 . 3 輝石安山岩

図幅西縁に近く3ヶ所に散在する。置戸町北西の山頂では置戸安山岩を覆い、その西では置戸層、小松沢層を覆い厚さ300mに達し分布も最も広く、温根湯の北では置戸層を覆いわずかに分布する。

細かな斜長石斑晶の顕著な暗灰色ガラス質の薄い熔岩流の累重で、置戸町の北西ではその間に赤色～黄色の凝灰岩、凝灰角礫岩の薄層をしばしば挟み、温根湯の北でも火山角礫岩を挟んでおり、中新世の置戸安山岩とは異なって、爆発活動を伴って生じた成層火山体の一部を構成している。その初期には橄欖石輝石安山岩が生じたが、大部分は輝石安山岩で後期には角閃石輝石安山岩もみられる。

橄欖石輝石安山岩は置戸町の北西によくみられ、岩滓状部の厚い、ちみつな部分の少ない薄い熔岩流をなしている。なお、南隣小利別図幅で鮮新統を覆う安山岩とされるものの一部は本岩に対比される可能性があり、特に置戸町から南、釧北信号所に至る間の南半分の安山岩は岩質からもよく似ている。

鏡下では斜長石、普通輝石、紫蘇輝石および橄欖石を斑晶とする。橄欖石はときに微斑晶状を呈するが常に新鮮であり、紫蘇輝石斑晶と同様に単斜輝石粒からなる厚い反応縁につまれている。石基はガラスに富み流理を呈し、斜長石、単斜輝石、鉄鉱および少量のクリストバル石を認める。また斜長石と紫蘇輝石からなる同源捕獲岩に富んでいる。

輝石安山岩は広く分布し、ちみつな部分の多いやや厚い熔岩流としてみられる。鏡下で

は斜長石、普通輝石および紫蘇輝石を斑晶として、ガラス質の石基には斜長石、単斜輝石と鉄鉱が認められ、ときには多量の鱗珪石が生じていることもある。なお、温根湯の北では玄武岩に由来すると思われる包有岩片が存在する。

角閃石輝石安山岩は小松沢層を覆い広く分布する地域で上部を占めているが、露出不良でその詳細は不明である。鏡下では斜長石、紫蘇輝石、褐色角閃石、普通輝石、鉄鉱を斑晶として、優白質の石基には斜長石、紫蘇輝石、ガラスとともに斑紋状に角閃石、鱗珪石とアルカリ長石からなる集合体が散在する。

. 4 . 7 . 4 輝石石英安山岩

温根湯の南東方で約100mの厚さをもち広く分布し、また温根湯の北で小松沢上流に小岩体をなして存在する。後者は小松沢層を覆うが、前者は置戸層を直接覆っている。いずれも基底面の高度に変化が多く、分布の最南端では舌状に比高150mを流れ下る形を示し、噴出当時の地形が起伏に富んでいたことを示す。

多くの場合風化しており、帯褐灰色と暗灰色の縞状流理が著しい。鏡下では一般に斑晶に乏しく、斜長石、普通輝石のほかに、まれに紫蘇輝石、あるいは緑色角閃石が認められ、石基はガラス質で流理を示し、ときには真珠岩組織が著しく、針状斜長石、紫蘇輝石を散点し、シュリーレン状の結晶度の高い部分に鱗珪石、アルカリ長石と角閃石が生じておりまたクリストバル石が一面に多量に生じていることもある。

. 4 . 7 . 5 黒曜岩質流紋岩

図幅南西部の置戸町北西方から北東方にかけて温根流紋岩類、置戸層および小松沢層を覆って広く分布する。訓子府川上流部で温根流紋岩類の無斑晶質流紋岩を直接に覆うが、それが著しく変質しているのに対して本岩は全く変質しておらず、暗灰～灰色を呈する新鮮な岩石である点で容易に識別される。

一般に球顆状構造が顕著でしかも流理を示しており、下部には常に厚い黒曜岩を伴っている。黒曜岩はとくに置戸町北西の墓地の沢地域によく発達しており、常呂川の川原にみられる転石の起源となっている。露頭としては墓地の沢から訓子府川にいたる峠に3m以上の厚さで現れており、その付近の地表には小破片となって広く散在している。

鏡下では、斑晶に乏しく、斜長石、石英およびクリストバル石がわずかにみられ、ガラス質ないし隠微晶質の石基には黒雲母と磁鉄鉱が識別されるのみである。

. 4 . 7 . 6 橄欖石玄武岩

図幅地域の西縁に近く散在する。温根湯の南で温根湯峠の西に広く分布し、また温根湯の東、昭栄付近に小台地をつくり、またその北東の小松沢を横切って現われる。

温根湯峠西方¹²⁾のものは西隣北見富士図幅内で標高850mから950mの広い台地を形成する丸山熔岩の一部で、その東縁部にあたる。同図幅によれば丸山熔岩は橄欖石玄武岩を含むが普通輝石紫蘇輝石安山岩から構成されているというが、本地域では小松沢層を直接に覆って粗粒の橄欖石玄武岩がみられるのみである。

この玄武岩は暗灰色～灰色を呈する堅硬な粗粒岩で、橄欖石の斑晶が肉眼でも顕著である。鏡下では橄欖石および少量の斜長石を斑晶として、石基はオフィチックないし間粒組織を呈し、斜長石および輝石からなる反応縁をもつ橄欖石と単斜輝石、鉄鉱および少量の黒雲母とアルカリ長石、ガラスからなる。

温根湯の東の昭栄付近では466.1mの三角点の存在する小台地をつくり、その側面に板状節理の発達した、東方にゆるやかに傾斜する熔岩流がみられる。ややガラス質で橄欖石斑晶をまれに散点する暗灰色堅硬な岩石である。小松沢にみられるものは沢を構切って滝を形成しており、岩脈の疑もある。暗灰色の緻密な岩石で橄欖石斑晶は認められない。鏡下では紫蘇輝石が微斑晶として認められるのみで橄欖石は欠けている。石基もやや安山岩に近く細粒で填間組織を示し、斜長石、単斜輝石、鉄鉱およびガラスからなる。

. 4 . 4 . 7 紫蘇輝石安山岩

温根湯の北に622.1mの三角点を最高とするやや広い、東方に緩傾斜する台地を形成し、温根流紋岩類および小松沢層を覆っている。なお三角点は盛上ってドーム状をなしており露出はないのであるが、おそらく噴出中心と考えられる。

帯緑暗灰色～暗灰を呈する堅硬緻密な岩石で、板状節理がよく発達しており、わずかにその東末端で岩滓状部が認められる。なお板状節理の方向は、西部で走向70° E、傾斜25° SE、東部では走向N5° E、傾斜12° Eを示している。

鏡下では微斑晶として紫蘇輝石、鉄鉱があり、石基には斜長石、単斜輝石、紫蘇輝石および鉄鉱がみられ、クリストバル石が斑紋をつくる。なお、しばしば角閃石仮晶と考えられる黒色オパサイトが微斑晶状に存在する。

. 5 第 四 系

. 5 . 1 るべしべ層

本層は、域内北西部の金華峠付近の小地域に発達するもので、ほぼ東西方向の走向を示し、南に5~10°の緩傾斜をなして分布して、約60mの厚さをもつ。また地質図には略したが留辺蘂町西方の軽石流下の礫層（第3図）もその一部と考えられる。本層はシルトを含む未固結の砂礫層からなっており、輝石石英安山岩質軽石流噴出前の段丘砂礫層の疑もある。下位の小松沢層および流紋岩類との関係はいづれも不整合で接している。なお、流紋岩と接する部分ではとくに不規則であり、ときに流紋岩が高い位置に現れて、本層上に重なるように見るところもあるが、これは平坦化されなかった流紋岩の突出部分の一現象によるものと思われる。

本層は固結度の低い砂、礫およびシルトの互層からなる。一般的に粗粒物から細粒物にいたる厚さ2~5mの周期をなす堆積を示している。

礫層は主として径5cm内外の亜角礫ないし円礫からなり、ときに20cmにも達するものも含んでいる。礫種は各種の流紋岩、角閃石安山岩、輝石安山岩、温根流紋岩類の凝灰角礫岩を主とし、ときにチャートや黒色粘板岩なども含んでいる。

砂層は礫層から漸移する淘汰の悪い礫質砂層と、シルトと互層するものとがある。前者は小円礫を散含する灰色の中粒~細粒の砂からなり、さらにシルトあるいは粘土質シルトと不規則に移化している。後者は本層中部に比較的厚く発達するもので、全体に凝灰質で黒雲母やガラスを多く含む淡褐色灰色の中粒の砂からなり、淡灰色を呈する凝灰質シルトとの互層（5~10cm）をなしている。

シルトは上述のように砂と互層する淡灰色の凝灰質シルトと一周期層の上部を占める灰色の粘土質シルトとがある。

本層には植物破片をわずかに含んでいるほか化石は見当らなかつた。

. 5 . 2 軽石流堆積物

本地域には4層の軽石流が存在する。最も古いものは輝石石英安山岩質軽石流で、その一部は堅く熔結しており、るべしべ層を覆っている。その分布は現在の地形とはほとんど無関係であり、従ってその生成時期は古いものと考えられる。これに次ぐのは黒雲母石英

安山岩質軽石流で、その基底面は本図幅地域では現在の沖積面よりも低い位置にある。これが侵蝕を受けて後に泥炭質泥層が本地域に広く堆積し、引続いて角閃石石英安山岩質軽石流が生じた。この両者の軽石流はともに中位段丘堆積物に覆われている。最後に生じた輝石安山岩質軽石流は南東方約60Kmの屈斜路カルデラに由来するものであって、本地域では段丘の縁辺に付着して、また沖積地に残丘となって存在している。

. 5 . 2 . 1 輝石石英安山岩質軽石流

本図幅地域の北西隅から中央西よりにかけて点在する。多くの場合上部の軟弱な軽石凝灰角礫岩部は削られてしまって硬い熔結部のみが残存するが、留辺蘂町の西側無加川沿いでは約40mの厚さの軽石凝灰角礫岩がみられ、西方の大富部落付近ではその下に約10mの厚さの熔結部があり、石材として採取されている。なお、ここでは基底に7mの厚の非熔結部があり、数mの厚さの“るべしべ層”に相当する砂礫層を覆っている。

この軽石流の基底面は北西端では海拔400mの位置にあるが南東に急激に低下して大富付近では250m前後を占め、その東では沖積面下に没している。また留辺蘂町の南の丘陵のふちに230m付近の高さに存在し、さらに南方では秋田の南西で300m前後に孤立している。すなわち、その分布は断片的であるとともに分布高度もまちまちであるが、本図幅地域よりも北西方に噴出源が考えられよう。

この軽石流の熔結部は約10mの厚さをもち暗灰色を呈し、脂肪光沢が強く、流理も著しい。強く熔結した部分は板状節理をもち一見熔岩様であるが、一般には軟弱で熔結凝灰岩にしばしばみられる不規則な柱状節理が発達する。斑晶の量は極めて少く、石英、斜長石とともに普通輝石、紫蘇輝石が認められる。変朽安山岩などの岩片に富んでいる。凝灰角礫岩部は熔結部から漸移しており、黒色を呈し、風化しては白色を呈する全く軟弱な岩石で、多くの軽石塊とその間を埋めるガラス質粉末からなっている。この厚さは少くも40mをもっている。

. 5 . 2 . 2 黒雲母石英安山岩質軽石流

図幅地域東半の200～250mの台地を構成するとともに置戸町と温根湯をむすぶ山道沿いに、また温根湯の北の奔無加川の上流に、高度300～400mの位置に断片的に存在するものである。これは西隣北見富士¹²⁾図幅の大和層、南西隣¹³⁾の常元図幅の無加熔結凝灰岩から連続するもので、本図幅地域には主として南西方から流下して来たその末端が分布する。本図

幅地域ではほとんどが軽石凝灰角礫岩部で、熔結部はわずかに図幅西縁の松山から域外花丘にかけて3m以内の厚さで認められるにすぎない。

この軽石流の基底面は本地域では沖積面下に没しており、従ってその厚さは50m以上と考えられる。なお、図幅中央ではジュラ系を直接に覆うもののように、砂礫層などは存在していない。

灰白色～黄灰色を呈し、わずかに風化している。径7cm以下の軽石塊を含むが、その量は多くない。暗灰色石英安山岩、緑色安山岩などの岩片のほかに炭化樹木片を散含する。黒雲母と石英結晶が顕著に含まれている。

. 5 . 2 . 3 角閃石石英安山岩質軽石流

図幅地域の中央から東にかけての台地に、前述した黒雲母石英安山岩質軽石流にそって現われる。その基底面はこの地域ではほぼ沖積面に一致し150～200mの高さを示している。この軽石流は置戸町の南方から小利別⁸⁾図幅地域に連続しており、同図幅地域の中央では海拔350m以上に分布しており、本図幅地域には南から流下してきたものと考えられる。

この軽石流には熔結部は認められず、すべて、7～15cmのやや大型の軽石塊を含む軟弱な灰白色を呈する軽石凝灰角礫岩からなる。肉眼的にも少量の石英および角閃石斑晶が認められる。厚さは50m前後である。

なお、地質図に軽石流として表示したところの一部には二次堆積物がみられる。無加川の南岸に10mを超える厚さをもち、みごとな斜層理を示しており、また図幅ほぼ中央の境野部落国道沿いに同様のものが大規模に発達している。その小規模な例を図版4（次頁）に示す。

この軽石流の下には常に泥炭質泥層がみられる。その最もよく発達するのは無加川南岸であって、東隣図幅の西縁部では相内層を不整合に覆って、下から厚さ3mの礫層、厚さ2mのシルト層、扁平となった樹木よりなる厚さ3mの垂炭層が累重している。ここでは垂炭層は角閃石石英安山岩質軽石流の厚い二次堆積物に覆われているが、これは川岸のみ限られており、小沢に入れば垂炭は軽石流に直接覆われる。また本図幅地域内の無加川南岸では黒雲母石英安山岩質軽石流の侵蝕面上に巨礫層あるいは粘土層薄層があり、1.5～0.5mの垂炭層がのっている。垂炭は無加川沿岸に限られており、他地域では泥炭質となっており、図幅地域中央の雄勝付近では礫層（厚さ1m）、泥炭質泥層（約1m）、含礫粘土～軽石砂層（2.5m）が軽石流に覆われており、図幅南東部の常盤部落の西では黒雲母片に



図版4 軽石流とその二次堆積物（斜層理を呈する）
（訓子府町弥生部落北方の切割）

富む砂層の上部50cmは泥炭となっており軽石流に覆われる。

. 5 . 2 . 4 輝石安山岩質軽石流

屈斜路カルデラに伴って生じたもので、図幅地域の東縁に沿って分布し、中央南部の境野部落付近がその分布の末端である。海拔200m以下の小丘をつくることが多く、その厚さは20m前後である。東隣図幅内で見ると、この基底に数cmの厚さの細礫質砂層を伴うことがある。

白色を呈して風化も殆んど受けていない軟弱な軽石凝灰角礫岩で、軽石は径5cm以下の小型であり、石英結晶片を含んでおらず、斜長石とともに紫蘇輝石の結晶片をやや多量に、特に後者を多く含んでいる。

. 5 . 3 段丘堆積物

図幅中央部には海拔300～370mを占める高位段丘がやや広く発達し、これに相当するものが図幅北西隅、また温根湯南方、置戸町西方などにもみられる。いずれも崖錐堆積物様を呈する安山岩礫を多量に含む巨礫々層からなり、留辺蘂町の南で見ると、その基底には青色粘土層を、表層部には白色ガラス質砂層を伴い、ここでは礫層の厚さは50mにも達

している。

海拔180～300mの高さを示す中位段丘面は本図幅地域に最もよく発達している。この面は黒雲母石英安山岩質および角閃石英安山岩質軽石流の堆積後に生じたもので、この面を作る堆積物には軽石流に由来した砂ないしシルトに富む。局地的には、例えば置戸町北東から訓子府町の付近にかけて安山岩礫を主とする礫層が厚く発達し、あるいはそれと泥層とが互層している。

海拔160mの低位段丘面は発達が悪く、訓子府町の北にやや広くみられるにすぎない。この面もまた主として安山岩礫よりなる礫層からなり、砂、泥層を伴っている。

. 5 . 4 崖錐および沖積層

崖錐は本図幅地域内にはいたるところにみられるが、特に規模の大きなものは地質図に示した図幅北縁の2ヶ所と図幅南西隅とにみられる。いずれも玄武岩質安山岩あるいは玄武岩地域に生じた大規模な山崩れにより生じた堆積物である。

本地域の河川は、広く沖積地をつくっており、数m以下の薄い砂、礫および粘土からなる沖積層を生じている。

応用地質

. 1 金属鉱床 ^{2.3.9.10)}

. 1 . 1 概 説

本図幅地域は、新第三紀の火成活動と鉱化作用とが、かなり激げしく行なわれている地域で、北隣する生田原図幅地域からさらに北方にかけて発達する鉱化域の一部をなしている。とくに本図幅地域は、いわゆる北見中部鉱化域の南縁帯にあたり、鉱化作用としては金・銀あるいは水銀などの比較的浅所相の発達が顕著である。これら鉱床は、新第三紀の酸性火山活動と密接に関係して形成され、珪化作用、カオリン化作用など広域の変質作用を伴っている。

金・銀鉱床および水銀鉱床の母岩としては新第三系の凝灰角礫岩（および同変質岩）と先新第三系の頁岩、砂岩あるいは輝緑凝灰岩等とがある。これら各鉱床中、常呂鉱山、武華鉱山および国華鉱山の金・銀鉱床や置戸鉱山の水銀鉱床の例にみるように、かつて積極

的に開発されたものがある。

上記鉱化域の東側域には常呂 豊頃帯（あるいは北見 豊頃帯）と呼ばれている先新第三紀の鉱化域がある。本図幅地域内では、弥生のマンガン鉱床（かつては北海道マンガン鉱山と称していた）がこれに属する。

1.2 金・銀鉱床

常呂 鉱山（含旧留辺蘂金山）

位置・交通： 当鉱山は、常呂郡留辺蘂町字豊金にあり、石北線留辺蘂駅の北方約4kmの地点に位置している。留辺蘂駅から鉱山付近を通して佐呂間に至る定期バスがある。

鉱業権： 鉱 区 北見国採登第61号，他

鉱 種 金・銀・水銀

鉱業権者 藤田炭鉱株式会社

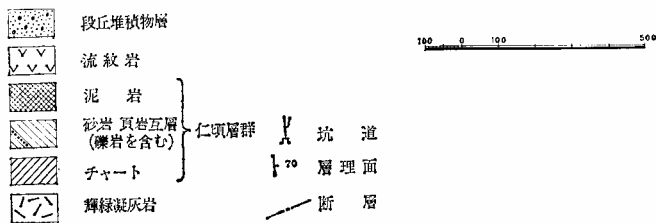
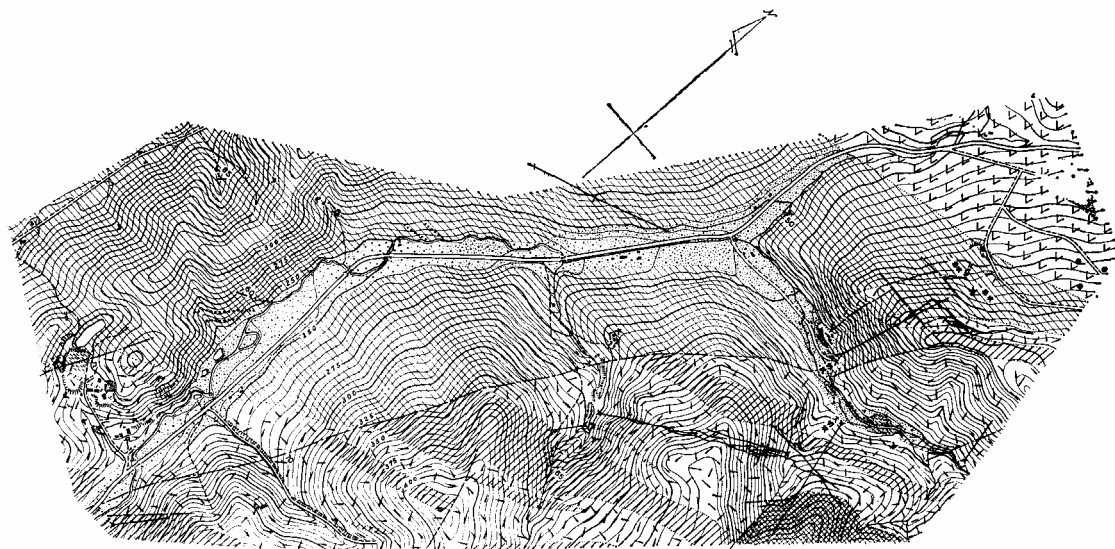
札幌市大通西11丁目

沿革： 昭和2年にはじめて鉱区が設定され、昭和14年株式会社藤田組の所有となり、Au $10 \sim 13$ g/t、Ag $60 \sim 90$ g/tで $200 \sim 300$ t/月の生産を挙げていた。昭和18年に休山、昭和34年に生産再開し、主として3号脈の開発を進めていた。昭和39年再び休山し現在に至っている。留辺蘂金山は昭和9年から生産を開始、同18年に休山した儘である。開山以来の平均品位はAu $2 \sim 4$ g/t、Ag $10 \sim 50$ g/t 程度と推定され、20,000t程の粗鉱出鉱があったようである。

地質概説： 鉱床周辺の基盤は砂岩・頁岩互層を主とする湧別層群と輝緑凝灰岩およびチャートから構成される仁頃層群とからなり、これら各地層の一般走向N60° E、東に急傾斜をしめしている。この地層を覆って凝灰角礫岩を主体とする新第三系が分布している。鉱床の北西方には、流理構造の顕著な流紋岩があり、岩体の周縁部では石英、斜長石の斑晶にとむ石英安山岩質岩相を呈している。

基盤岩中にはN30° E系の断層が大規模に発達し、鉱床との位置関係から上盤および下盤断層と呼ばれているものがとくに顕著にみられる。上記両断層にはさまれた地帯には、EW系の断層が無数に発達し連鎖状をなして複雑に連なっている。

鉱床概説： 鉱床は、上記上盤断層および下盤断層にはさまれた黑色頁岩中に発達するEW系裂罅に胚胎する含金・銀石英脈である。（旧留辺蘂金山の鉱床は、上盤断層の上盤側の輝緑岩ないし輝緑凝灰岩中に発達するN30～40° E系の方解石にとむ石英脈である）。



第4図 常呂鉦山付近の地質図

現在、7条程の脈が知られているが、うち3号脈と称されるものが規模・品位とくに良好である。3号脈は、一般走向N60°~80°E、70°~80°Sの傾斜を有し、幅員1~14m、走向延長50~100m、傾斜方向に約200mが確認されている。3号脈は上一番坑から下四番坑に至る上下に約160mの範囲にわたって開発されている。このうち大切坑準以上は、主として戦前に稼行されたもので、現在は殆んど見ることはできない。この部分での鉱床の富鉱部は、上盤断層に沿う東落しをしめている。大切坑準以下では、富鉱部の落しは逆に西落しをしめし、ほぼ下四番坑に達している。

3号脈：3号脈は、本鉱山の鉱脈中最も主要なもので、一般走向N80°E、全体の傾斜は80°Sであるが局所的にはかなりの乱れがある。本脈は、走向延長100m余、傾斜延長約200mで、脈幅は数cmから10数mまで変化し、脈の西端先は分岐・尖滅することが多く、東端先は上盤断層付近で急激に劣化し珪化岩に移行するものようである。本脈の肥大部は数条の脈が落ちた部分にみられ、3号脈以外の各脈は、下部で次第に3号脈に合するものと考えられる(たとえば1~2号脈は大切坑準下で、4号脈は下一番坑準で、5号脈は下三番坑準付近で、いずれも3号脈に合しているのが確かめられている)。

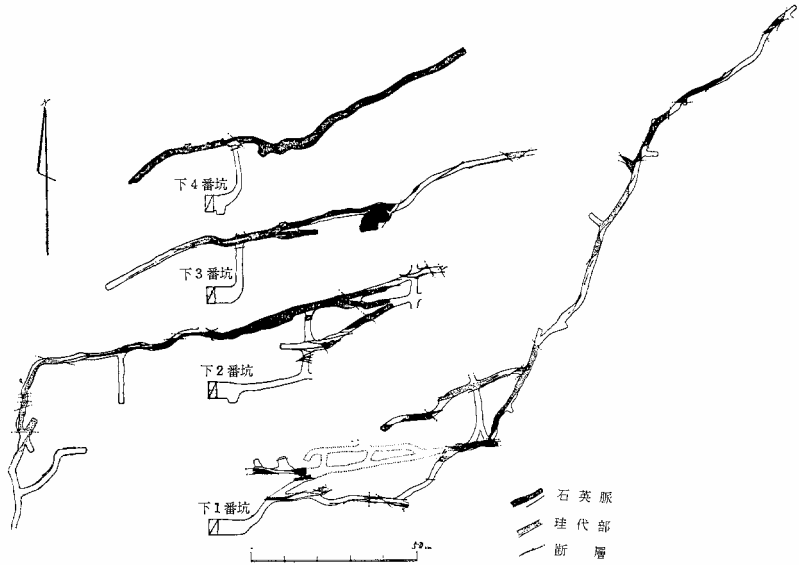
3号脈内部には、縞状構造が顕著で、一部に角礫状構造を伴っている。なお、大切坑準以上、地表近くでは角礫状構造が卓越していたといわれている。

縞状構造は、珪化母岩と乳白色~半透明石英との細かな互層あるいは乳白色~半透明石英と灰色あるいは暗灰色石英との互層状の縞目によって構成され、細粒の頁岩片を多数含んでいる。この種構造は鉱脈の下部に移るにつれて顕著に発達し、銀黒の縞を含む高品位鉱を形成していることがある。

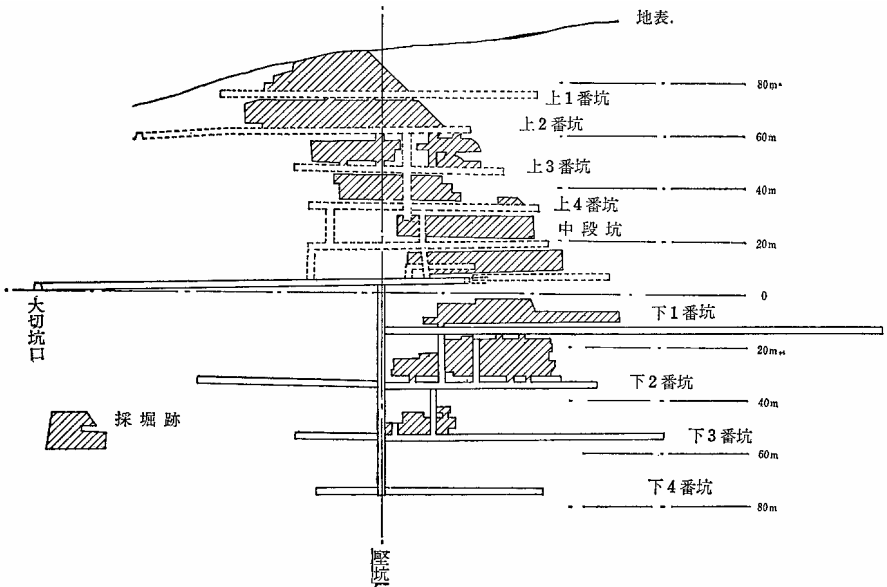
角礫状構造には二種のものがあり、その一は母岩片を乳白色~白色透明石英が埋めているもので、鉱石としては無価値のものである。他の一つは、縞状石英や白色塊状石英および母岩片などの細礫(数mm~3cm程度)を玉髄質石英あるいは白色半透明石英が埋めたもので、礫として石英斑晶にとむ流紋岩の認められることがある。この種角礫状構造は、さらに縞状構造を有する石英脈や塊状をなす石英脈に切られることがあり、数次の破碎作用および脈石英の晶出が行なわれ、2次的に富化作用を受けてかなりの高品位鉱を形成していることが多い。

上記の他、鉱脈の端先、富鉱部の連らなりの部分あるいは、平行細脈中には白色陶器質石英を主体とする塊状の不毛脈がある。

縞状部および角礫状部を構成する脈石英には、珪化石英、銀黒の隠微晶質石英、細粒縫



第5図 常呂鉾山鉾脈図



第6図 常呂鉾山 E-W 断面図

合石英，玉髓質石英，細粒柱状石英などがある。鉱脈の下部では，結晶粒度がやや粗粒となり，粗粒柱状石英(0.2m長)やモザイク状集合をなす石英が多くなる傾向がある。鉱脈中には，また，カオリンがやや多量に伴なわれ，局所的に絹雲母，緑泥石のみられることがある。

品位および生産実績： 鉱脈内部における品位分布は，かなり変化にとみ，高品位角礫状鉱では Au数100 g/t に達することもある。昭和6年開山以来同18年までの粗鉱平均品位はAu約11g/t，Ag61g/tで，昭和34年再開後は Au9.0g/tである。留辺蘂金山は，昭和9年～同17年までの平均粗鉱品位がAu4.4 g/t，Ag18.1 g/t である。

上記の結果からみると，鉱脈の下部ではAu品位が若干低下し，逆にAg品位が増加していることが判る。

生産実績は第6表にしめしたとおりである。

第6表 生産実績

年 度	粗 鉱 t	Au g/t	Ag g/t	年 度	粗 鉱 t	Au g/t	Ag g/t
昭和6	1,763	17.7	60.9	昭和17	1,650	10.41	60.0
7	1,391	49.5	—	18	271	10.41	60.0
9	596	11.05	43.9				
10	1,143	7.9	42.0	34	832	8.9	55.4
11	1,956	6.4	34.5	35	4,180	11.32	120.44
12	1,212	10.8	47.0	36	4,816	8.3	87.6
13	1,853	13.0	80.2	37	3,241	6.34	67.3
14	2,885	11.5	71.3	38	3,221	8.95	94.1
15	2,885	11.56	71.5	39	577	5.18	52.4
					34,472 t		

(札幌通産局調べの統計資料による。昭和8年，16年については不明)

武華鉱山

本鉱山は常呂郡留蘂町字金華にあり，石北線金華駅の西方山腹部に位置している。

大正14年，現鉱床上部の地表付近で脈石英の転石が発見されたのに端をはし，当初は

土砂鉱の採掘が行なわれ、昭和8年に住友金属鉱山K.K.の所有となり、通洞鉱床群および元山鉱床群が発見された。昭和18年休山までに23,000t程度の出鉱をみたようである。

鉱床周辺の基盤をなすのは湧別層群で、これを覆って温根流紋岩類が広く分布している。鉱床は、同岩類中の凝灰角礫岩および泥岩中に胚胎するN45°E系の平行脈群からなり、元山鉱床群および通洞鉱床群の二つが知られている。N45°E系脈は、脈幅0.2～1.2mで、走向延長100m程度で、N10°E、60～80°Wの走向・傾斜を有する細脈を多数伴い、上記二系統の脈の結合部に富鉱体を形成していたといわれている。

鉱脈中には縞状構造と角礫状構造とが発達している。縞状部は、陶器質石英、白色透明石英、膠状石英、葉片状石英および方解石などによって構成され、一部に多量の黄鉄鉱を伴うことがある。角礫状部は、多数の珪化した母岩片とともに、縞状石英の角礫が、白色透明石英や灰黒色膠状石英に膠結され、一見珪化作用の進んだ凝灰角礫岩様相を呈している。この種のもの、高品位鉱を形成することが多く、Au800 g/t に達するものがあつたようである。

本鉱山の鉱床からは昭和9年～同18年間に約23,500tの出鉱をみ、品位は Au6.0～11.6 g/t、Ag20.0～95.6 g/t であった。

国華鉱山

石北線金華駅の南方約1.5kmの小松沢入口付近に鉱床がある。昭和6年から開発され同18年に休山した。

鉱床は、温根流紋岩類中の凝灰角礫岩および一部は湧別層群中に胚胎するEW系の石英-方解石脈で、縞状構造が顕著に発達している。昭和8年頃には Au7 g/t 程度で3¹/日の出鉱をしていたといわれ、昭和9年の生産実績は495t、Au 10 g/t である。

天竜鉱山

石北線金華駅の北方約4mの山頂～山腹部一帯に鉱床があり、昭和9年～同11年頃操業されていた。

鉱床は、湧別層群および温根流紋岩類の凝灰角礫岩相中に胚胎するN60°E～EW系の数条の石英脈からなり、新生坑、中生坑、元山坑、丸山坑およびその他の坑道が開坑されている。石英脈は、乳白色塊状石英を主とし、微細な晶洞にとみ、この両者が不規則な縞状をなすことが多い。昭和9～10年には粗鉱で100t、Ag8.2 g/t (平均)、Ag30 g/t の生産実績がある。また、昭和11年には金鉱として約15,700t、Au10.5 g/t、銀鉱として16,700t、Ag84.5 g/tの生産実績がある(買鉱分を含む)。

百宝鉱山

温根湯温泉街の北方約1.5kmの山頂部付近にあり、温根流紋岩類中に胚胎する角礫質石英脈で、走向ほぼEWで南に急傾斜のものが2条知られていたようである。露頭付近から堅坑および立入坑道によって開発された模様であるが詳しいことは不明である。

双竜鉱山

温根湯温泉街の裏手から小松沢にかけての範囲に位置している。鉱床は、珪化作用のいちじらしい温根流紋岩類中に胚胎する、EW系の石英脈で、昭和10～11年に盛んに操業していたようである。昭和10年には1,903 t、Au 10.5 g/t・Ag34.1 g/t、同11年には445 t、Au 16.2 g/t・Ag 112.4 g/tの生産実績がある。

温根鉱山

温根湯温泉街の南方約4kmの松山部落から、さらに東方1kmの地点にある。

鉱床は、温根流紋岩類中に胚胎するN60°W～EW系の石英脈で55～80°Sの傾斜を有している。1号脈～3号脈が知られ、それぞれ立入坑道で着脈し、一部若干錘押しされている。鉱石の大部分は玉髄質石英によって構成され、局部的に白色透明石英、葉片状～板状石英および方解石を伴って縞状構造を呈している。昭和11年に75 t、Au5 g/t・Ag40 g/t、昭和13年に40 t、Au 15 g/tの生産実績がある。

大成鉱山

留辺蘂市街の東方約3kmの無加川南岸の小沢中に位置している。

鉱床は、仁頃層群の輝緑岩～輝緑凝灰岩中に胚胎する石英方解石脈が主体で、走向EW系、傾斜70～80°S、ときにNで、10数条の露頭が知られている。明治坑、大成坑およびその他の坑道によって錘押し等が行なわれている。最も大規模に探鉱されたのは3号脈および8号脈のようである。

8号脈はN60～70°W・70～80°Sの走向・傾斜を有し、幅員10数cm～60cmでときに1m余、走向方向に100m程錘押しされている。過去の実績は不明である。

宮盛鉱山

留辺蘂市街の北北西方約7kmの地点にあり、天竜鉱山に東隣する位置にある。

鉱床は湧別層群と温根流紋岩類との境界付近に胚胎する走向NS系で60°Eの傾斜を有する2条の石英脈からなる。隆盛坑および金成坑の二坑道がある。

その他

上記各鉱山の他に、温根流紋岩類の分布する地域の各所には、かつて探鉱された旧坑、

石英脈の露頭が多数知られている。これらの鉱床は、ふつう陶器質石英あるいは玉髓質石英にとむ珪化石英を主体とするものが多い。上武華、常紋などの鉱床はその例である。

1.3 水銀 鉱 床

置 戸 鉱 山

位置・交通： 当鉱山は常呂郡置戸町北光にあり，網走本線置戸駅の北方約3kmの地点に位置している。置戸駅より当鉱山地内を通過して留辺蘂に至る定期バス運行の便がある。

沿 革： 鉱床は，昭和13年に置戸町の鈴木勢治によって発見された。昭和16年に野村鉱業株式会社の所有となり，本州有数の水銀鉱山として稼行されていたが，昭和23年に休山した。その後一時再開されて小規模に稼行されたことがあるが，現在休山中である。

鉱 業 権： 鉱区番号 北見国探登第69号，他

鉱 種 金・銀・銅・鉛・亜鉛・水銀・硫化鉄

鉱業権者 野村鉱業株式会社

東京都千代田区大千町2ノ2

地質・鉱床： 鉱床周辺地域の基盤をなすのは仁頃層群の珪岩で，これを覆って置戸安山岩が広く分布している。鉱山周辺には，変質両輝石安山岩，プロピライト質安山岩，粗面岩質安山岩，両輝石安山岩があり，緩やかな丘陵状地形を形成している。鉱床北西方には温根流紋岩類の分布がみられ，その中には二幸鉱山の水銀鉱床が胚胎している。

鉱床は，変質両輝石安山岩を下盤とし，主としてプロピライト質安山岩中に胚胎する辰砂の鉱染鉱床で，扁平不規則な塊状をなし，自然水銀を伴っている。

鉱床は，青葉鉱床・天竜鉱床・北辰鉱床および昭成鉱床に四大別され，これら鉱床の産状にはそれぞれ若干の相違があったようである。現在は青葉鉱床の露天掘跡を観察できるにすぎない。ここでは，白色粘土質プロピライト中に，鮮紅色細粒の辰砂が鉱染してやや塊状を呈し，あるいは裂罅に沿って皮膜状をなして辰砂の産するのがみられる。母岩は，一般にカオリン化作用がいちじるしく行なわれ，方解石・絹雲母・緑泥石・黄鉄鉱などを伴っている。

昭和17年から同22年休山までの生産量は粗鉱にして7,654,574 t，品位はHg 0.61～2.80 %である。

二 幸 鉱 山

当鉱山は置戸鉱山の北北西方にあり，置戸駅の北方約8kmの地点に位置している。鉱床

は昭和16年に発見され、同20年に休山した。

鉱床周辺は、温根流紋岩類に属する流紋岩類から構成され、本岩類には角礫質流紋岩、縞状流紋岩、リソイダイト質流紋岩がある。

鉱床は上記流紋岩類中に胚胎する辰砂脈および辰砂鉱染鉱床である。

辰砂脈は、角礫質流紋岩中に胚胎し、走向EW系で、北あるいは南に55～75°の傾斜を有するもので脈幅は最大6cm程度のものである。この種鉱脈は清水沢坑によって探鉱され数条の細脈が確認されている。

鉱染鉱床は、清水沢坑の東方山頂付近に数カ所の露頭があり、堅坑、切割りあるいは立入坑道等によって探鉱され元山地区と称されている。本地区の鉱染鉱床も、概観すれば、ほぼ脈状をなし、N60～80°Eの走向で80°N程度の走向・傾斜を有しているようである。1号露頭と称されるものは、明礬石化および炭酸塩化リソイダイト質流紋岩中に胚胎しN70°E・70°Nの走向・傾斜をしめし、脈幅90cm程度で、走向方向に数mの延長が確かめられている。本鉱床は元山地区の中で、規模品位ともに最も良好なものの一つで、脈幅平均でHg 1.015%である。露頭部では、鮮紅色～紫紅色辰砂が、縞状をなしてみられ、上盤よりの部分に辰砂の鉱染部があり、濃集して小塊状をなしている。この種1・2の例を除けば、品位は一般に低く、平均0.04～0.16%と推定される。

常呂鉱山

本鉱山の水銀鉱床は、金銀鉱床の南方約2km程の地点にあり、昭和19年から操業されている。

鉱床は、主として湧別層群および仁頃層群中に胚胎し、旭・大金・豊金・白金の4鉱床が知られている。

旭鉱床は、最も大規模に移行されたもので、仁頃層群の珪岩および輝緑凝灰岩中に胚胎する自然水銀を伴う辰砂の網状脈ないし鉱染状鉱床である。1鉱体の規模は最大20,000 t程度といわれている。鉱体に接する母岩はいちじるしい粘土化作用を受けており、方解石の網状脈を伴っている。本鍾、1号鍾などが知られているが、現在は、ほとんど採掘済である。

他の鉱床は、湧別層群の剪断帯中に胚胎する辰砂の網状ないし鉱染状鉱床で、その規模はいずれも小さいものようである。

保盛鉱山

本鉱山は、留辺薬市街の北方約2kmの地点にあり、昭和25年頃一時移行されていたことが

ある。昭和26年に休山し現在に至っている。鉱床は、湧別層群中に胚胎する辰砂の網状ないし鉱染状鉱床で、自然水銀を伴うと云われる。齊藤昌之²⁾によれば、主脈はN10~30°E・45~55°SEの走向・傾斜を有して断層面に胚胎し層理面あるいは裂罅に沿って網状脈を分岐している。富鉱部は約10mで、鉱染部を含めて幅は0.5~1.0m、品位1~2%見当のもので、方解石、硫化鉄鉱などの随伴鉱物は比較的少なく、母岩の変化もあまりいちじるしくない。

. 1. 4 マンガン鉱床

訓子府弥生鉱山（北海道マンガン鉱山）

当鉱山は常呂郡訓子府町字弥生にあり、昭和10年に発見され、昭和17年頃には200 t/月（Mn30~40%）の生産を挙げていたようである。鉱床周辺は輝緑岩およびチャートから構成され、鉱床は主としてチャート中に胚胎している。鉱床は、ほとんど採掘済みで、詳しい産状は不明であるが鉱体に接する付近のチャート中には酸化マンガン鉱あるいはバラ輝石に鉱染されて濃褐色を呈するものがあり一部に瘤状の鉱巢が形成されている。

. 2 非金属鉱床

. 2. 1 石 灰 岩¹⁾

ジュラ系の仁頃層群中には石灰岩小レンズが各所に散在し、そのうち古くから稼行されているものが本地域の北東隅近くに存在する。これらは北東 南西方向に点在するもので、その規模は何れも小さく、長径300m前後以下である。灰白色ないし灰褐色を呈し、均質緻密で、その一部は石灰藻類の化石に富む。

. 2. 2 珪 藻 土

鮮新世の小松沢層中には各所で珪藻質泥岩がみられるが、品位良好のものは少なく、わずかに留辺蘂町西方の無加川に面する崖に多量の植物化石を埋蔵するものが良好であるにすぎない。厚さ約3mで1kmにわたり露出するが東方および北方に向っては薄化するものようである。ほとんど *Melosira granulata* よりなる湖底堆積物である。

. 3 温 泉⁶⁾

本図幅地域には2ヶ所に温泉が湧出している。何れも無加川沿いにみられ、図幅地城西端の温根湯温泉と図幅地域ほぼ中央のボン湯（北見）温泉である。

温根湯温泉は温根流紋岩類の下部を占める凝灰角礫岩のなかから湧出しており、その範囲は現在のところ、無加川にほぼ平行して延長200m、幅30mである。いづれも自然湧出に近い状態で温度は45～53度、PH 7.1～7.4の弱アルカリ泉である。

ボン湯（北見）温泉は留辺蘂町の東約2kmの沖積砂礫層中に湧出している。自然湧出でもみられるが、210mの試錐によって温度39度PH 7.6のものが得られている。

文 献

- 1) 熊野純男・北川芳男・杉山清蔵：北見国相内村の石灰岩，北海道地下資源調査報告，No.6，1952
- 2) 斉藤昌之・山口久之助：常呂鉱山およびその付近の水銀鉱床，北海道地下資源調査資料，No.10，1953
- 3) 岸本文男・渡辺芳次：北見国常呂郡置戸町付近の金銀・水銀・マンガン鉱床調査報告，北海道地下資源調査資料，No.25，1955
- 4) 湊 正男・松井 愈・石井次郎：十勝岳 *Desmostylus* の層準，地質学雑誌，Vol.63，No.740，1957
- 5) 橋本 亘：Stromatoporoides from the Ainonai Limestone, Kitami Province, Hokkaido, 東京教育大学理科報告，No.65，1960
- 6) 石川俊夫・高橋俊正・近堂祐弘：温根湯温泉地質調査班報告，北海道衛生部北海道温泉調査報告，No.9，1962
- 7) 山田敬一・寺岡易司・石田正夫：5万分の1地質図幅「生田原」および同説明書，北海道開発庁，1963
- 8) 鈴木 守・浅井 宏：5万分の1地質図幅「小利別」および同説明書，北海道開発庁，1963
- 9) 番場猛夫・成田英吉・松村 明：北見国サロマ湖チメケップ湖地域の珪石マンガン・銅・硫化鉄・金銀鉱床，北海道地下資源調査資料，No.90，1964
- 10) 山田敬一・沢 俊明・村瀬 正：興部 留辺蘂地域の金・銀・銅・鉛・亜鉛鉱床，北海道地下資源調査資料，No.92，1964
- 11) 黒田和男・寺岡易司：5万分の1地質図幅「サロマ湖」および同説明書，北海道開発庁，1964
- 12) 酒匂純俊・浅井 宏・金山詰祐：5万分の1地質図幅「北見富士」および同説明書，北海道開発庁，1964
- 13) 長谷川 潔・渡辺 順：5万分の1地質図幅「常元」および同説明書，北海道開発庁，1964
- 14) 山口昇一・沢村孝之助：5万分の1地質図幅「本岐」および同説明書，地質調査所（未刊）
- 15) Tanai, T. & N. Suzuki: Late Tertiary Floras from Northeastern Hokkaido, Japan., Palaeont. Soc. Jap. Spec. Pap. No.10, 1965

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50,000

RUBESHIBE
(Abashiri-46)

By

KONOSUKE SAWAMURA & MITSUO HATA

(Abstract)

The Rubeshibe sheet is situated in the northeastern part of the Hokkaido covering the area from lat. $43^{\circ}40'$ to $43^{\circ}50'N$, and long. $143^{\circ}30'$ to $143^{\circ}45'E$.

GEOLOGY

The basement of the sheet map area is composed of the Jurassic Yūbetsu and Nikoro group with a small amount of Paleogene Rikubetsu formation, and the covering strata are composed from the Miocene to Pliocene formations rich in pyroclastic materials and volcanic rocks and the Quaternary.

The Jurassic strata are the southern extension of that in the Iktawara sheet map area and show NE-SW or NNE-SSW strike and eastward steep dip, sometimes overturned and traversed by NE-SW or N-S faults. The Yūbetsu group is the lower half of the Jurassic strata and it is consisted of alternation of sandstone and shale with a small amount of conglomerate

and tuffaceous sandstone. The Nikoro group overlies the Yūbetsu group conformably and it is consisted of "schalstein", namely basic altered lava flows and pyroclastic rocks with intercalations of shale, limestone and chert. The limestone contains some fossils of calcareous algae and others, and it resembles well with the Torinosu limestone of Jurassic. The group is intruded by small mass of diorite. In the coarser grained tuff, fine breccia of piedmontite schist, epidote-chrolite schist and actinolite schist are found.

The Paleogene Rikubetsu formation develops broadly along the eastern periphery of the Jurassic strata in the neighbouring sheet map area, and the outcrop at the center of this area show the west boader of the distribution. It is composed from red brown conglomerate with schlieren of coal.

The Miocene strata are consisted of the Onne Rhyolites, the Oketo formation, the Oketo Andesite and the Ainonai formation and dike rocks of andesitic and rhyolitic ones. The Onne Rhyolites cover the western half of the area mapped, and it is composed from rhyolitic tuff-breccia, nonporphyritic rhyolite and hornblende rhyolite. Some part of the tuff-breccia seems to be the welded tuff, and at the upper part of the tuff-breccia it is composed of tuffaceous sandstone or siltstone with fragments of plant. They are strongly altered and contains ore deposits of gold and silver or mercury.

The Oketo formation covers the former Rhyolites unconformably and it is composed of green colored tuffaceous sandstone and mudstone with intercalations of dacitic tuff, lava flows and tuff-breccia of basalt, tuffaceous sandstone and basaltic andesites. The mudstone contains sometimes fresh water diatom and plant leaves which indicate Miocene in age. The Oketo Andesite covers the Oketo formation unconformably, and it is consisted of many lava flows of pyroxene andesite and olivine-pyroxene andesite with almost no pyroclastic materials. It is slightly altered by chloritization and near the ore deposits of mercury, the rocks are altered to white clay. The Ainonai formation distributes well in the eastern half of the area, and it covers the Oketo Andesite. It is consisted of tuffaceous sandstone covered by lava flow of biotite dacite. In the basal conglomerate, many marine shells are found with the teeth of *Desmostylus minor*.

The fauna is correlated to the Atsunai fauna in the Kushiro coal field of the upper Miocene in age.

The Pliocene is composed mostly with volcanic rocks except the Komatsuzawa formation which is the lowest member in this area. The formation is consisted of glassy tuff, tuffaceous siltstone, sandstone and diatomite which contains abundant Pliocene plant fossils and fresh water diatom. The volcanic rocks are rich in variety and the order of succession seems to be from the earlier, pyroxene rhyolite which occurs as dome, pitchstone, pyroxene andesites which composed from many thin lava flows and pyroclastic beds, and pyroxene dacite consisting of distinct glassy lava flows, with fluidal structure, rhyolite with thick obsidian facies in its base, olivine basalts and hypersthene andesite which form small scale lava plateau.

The Quaternary strata are composed from the Rubeshibe formation and four pumice flows, terrace and alluvial deposits, which are composed from sand, gravel and silt except the pumice flows. The oldest pumice flow which covers the Rubeshibe formation is the pyroxene dacitic one with thick welded part. The second and the third one, biotite dacitic and hornblende dacitic ones are covered by middle terrace deposit. Both has almost no welded part in this area. Under the hornblende dacitic one, exists always thin bed of lignite or muddy peat. The last pyroxene andesitic pumice flow is derived from the Kutcharo caldera situated southeast of this area.

ECONOMIC GEOLOGY

In the area of this sheet map, exist many but small scale ore deposits. The Metallic mineral resources of this area belong to two types, the one is the ore bed of manganese deposited in the red chert of the Nikoro group as small lenses, and the other is the ore veins of gold, silver and mercury which are the results of Miocene mineralization occurred in the northern area distinctly. The gold and silver mineralization has occurred mostly on the Onne Rhyolites, especially in the lower tuff-breccia and some on the Nikoro group. The mercury mineralization is

distinct in the Nikoro group composing the belt running parallel to the east of the gold and silver mineralization belt. The mercury mineralization is also seen in the Oketo Andesite, and the scale is larger than that in the Nikoro formation.

As the non-metallic ore deposits, limestone in the Nikoro group and the diatomite of Komatsuzawa formation deposited under the fresh water condition are distinct. The former exists at the northeastern part of this area as many small lenses with the longer axis less than 40m and the latter is seen at the cliff of the river Muka near the town of Rubeshibe.

Hot springs are also existed along the river Muka in the two points, and the western one, the Onneyu hot spring is famous.

昭和40年 3月26日 印刷
昭和40年 3月31日 発行

著作権所有 北海道開発庁

印刷者 今堀辰夫
印刷所 中越印刷製紙株式会社
