

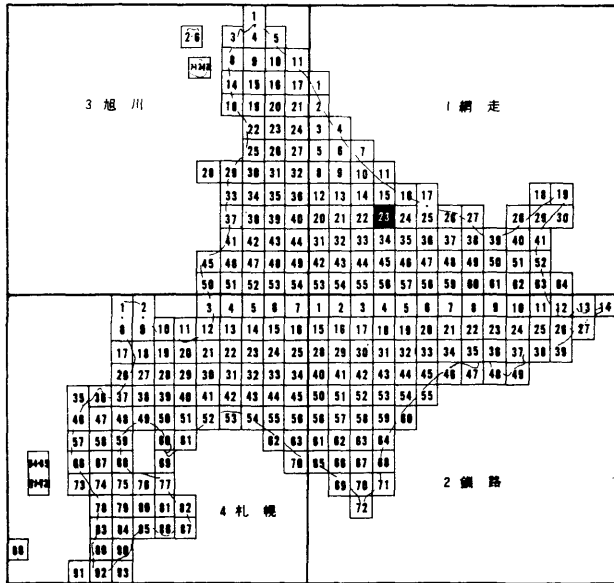
5万分の1地質図幅
説 明 書

丸瀬布北部

(網走一第23号)

北海道立地下資源調査所

昭和63年11月 (1988)



この地質図幅は、北海道総合開発の一環として、北海道開発庁の委託により実施したものを、北海道においてとりまとめたものである。

昭和63年11月

北 海 道

5万分の1地質図幅

説 明 書

丸瀬布北部

(網走 - 第23号)

北海道技術吏員 八幡正弘
" 田近 淳
" 黒沢邦彦
" 松波武雄

北海道立地下資源調査所

昭和63年11月 (1988)

目 次

はしがき	1
I 位置および交通	1
II 地形	2
III 地質概説	5
IV 白亜系	9
IV.1 日高累層群	10
IV.1.1 上古丹コンプレックス	14
IV.1.2 上丸コンプレックス	16
IV.1.3 金山コンプレックス	19
IV.1.4 立牛岳北西の日高累層群	26
IV.1.5 産出化石と時代	26
IV.1.6 地質構造	30
IV.2 湧別層群	30
V 新第三系	31
V.1 花崗岩類	32
V.2 鴻之舞層	33
V.2.1 下部層	33
V.2.2 上部層	34
V.2.3 層序関係	44
V.2.4 産出化石と時代	44
V.3 藻別層	45
V.3.1 上モベツ流紋岩溶岩部層	47
V.3.2 富美石英安山岩部層	48
V.3.3 シブノツナイ火砕岩部層	49
V.3.4 上古丹四号川礫岩部層	52
V.3.5 白樺峠火砕岩部層	52
V.3.6 層序関係	54
V.3.7 産出化石と時代	54
V.4 留岡層	54
V.5 社名淵層	56
V.5.1 下部層	59
V.5.2 中部層	61
V.5.3 上部層	69

V. 5. 4	層序関係	73
V. 5. 5	産出化石と時代	73
V. 6	貫入岩	75
V. 6. 1	玄武岩	76
V. 6. 2	安山岩	76
V. 6. 3	石英安山岩	77
V. 6. 4	流紋岩	77
V. 7	地質構造	79
V. 7. 1	断層系	79
V. 7. 2	各地区毎の地層の構造	83
VI	第四系	84
VI. 1	白龍層	84
VI. 2	第二溶結凝灰岩	85
VI. 3	河岸段丘堆積物	85
VI. 4	斜面堆積物	86
VI. 5	扇状地堆積物	86
VI. 6	地すべり堆積物	86
VI. 7	沖積層	86
VII	応用地質	86
VII. 1	金・銀	87
VII. 1. 1	鴻之舞鉱山	87
VII. 1. 2	清川地区	92
VII. 2	銅・鉛・亜鉛	94
VII. 2. 1	北見鉱山	94
VII. 2. 2	上富美地区	96
VII. 3	骨材	97
VII. 4	温泉および地下水	98
文 献		99
Abstract		104

北海道立地下資源調査所

技術吏員 八 幡 正 弘
技術吏員 田 近 淳
技術吏員 黒 沢 邦 彦
技術吏員 松 波 武 雄

は し が き

「丸瀬布北部」図幅および同説明書は北海道開発庁の委託によって行われたものであり、野外調査は昭和56年から昭和60年にかけて実施された。野外調査にあたっては、白亜系分布域を主として田近が、新生界分布域を主として八幡が担当し、黒沢・松波がこれらを補完した。

報告書のとりまとめにあたっては、白亜系については田近が、その他については八幡が分担して行った。

本報告書を作成するにあたり、植物化石を棚井敏雅北海道大学名誉教授に、放散虫化石は北海道大学の岩田圭二博士に同定していただき、御教示を受けた。当所庄谷幸夫主任研究員には本図幅北西部の一部の調査を分担していただいた。現地調査では遠軽営林署の方々に御協力をいただいた。

本報告に用いた岩石薄片の作製は当所の戸間替修一氏による。

上記の方々に深く感謝する次第である。

I 位置および交通

「丸瀬布北部」図幅地域は、北海道北東部の北緯 $44^{\circ}0' \sim 44^{\circ}10'$ 、東経 $143^{\circ}15' \sim 143^{\circ}30'$ の範囲に位置している。本地域は網走支庁管内紋別市・上湧別町・湧別町・遠軽町および丸瀬布町に属する。

本図幅地域南部の湧別川沿いには石北本線と国道333号線が通り、本地域の主要幹線をなしている。

II 地 形

「丸瀬布北部」図幅地域は北見山地東縁域にあたり、標高300～700mの低い山地が広がっている。本図幅地域の接峰面図を第1図に示す。本図幅地域西部では白亜系や中部中新統が分布し、標高400m以上の山地が多い。これらの山地は藻鱒川・上古丹川・湧別川により開析されている(第2図)。本図幅地域東部では標高300m前後の小高い丘陵と標高150m～200mの小規模な盆地がほぼN-S方向に配列している。これらの地域は上部中新統より構成され、盆地を形成している部分は後期中新世に湖沼を形成していたところと一致する。

段丘地形は各河川沿いに多く発達しているが、とくに湧別川沿いではその発達は良好で、 t_1 ～ t_3 までの各段丘面が認められる。

t_1 は標高160～200mに認められ、とくに湧別川右岸の若咲内地区に広く発達している。この段丘面は湧別川に向かって緩く傾斜している。

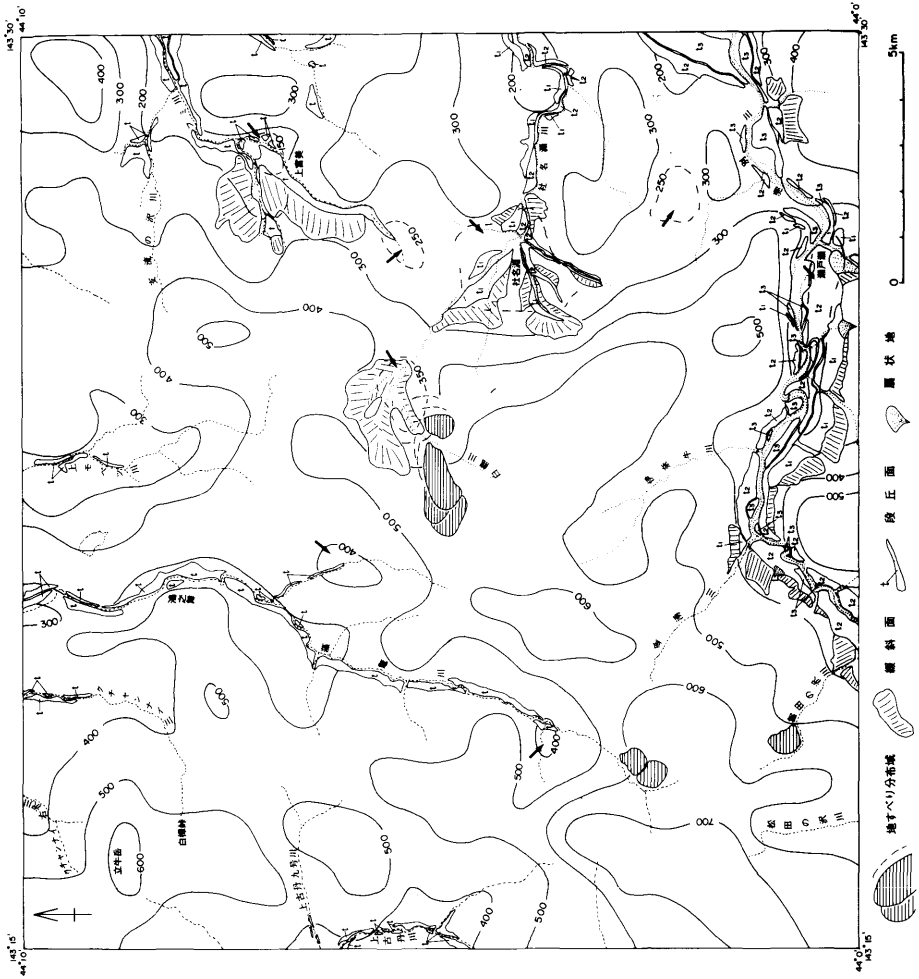
t_2 面は湧別川流域の標高120～150mに認められる。この面はほぼ水平であるが、 t_1 面と接する部分で両者の境界が不明瞭な部分も認められ、周縁部に傾斜している部分がある。

t_3 面は湧別川の現河床に最も近接した面を形成し、その標高は100～140mである。湧別川では t_2 面と t_3 面は現河床面と接していることが多い。

社名淵川流域では t_1 面・ t_2 面が分布するが、後述する緩斜面地形が多く、地区によって段丘面との区別が困難である。その他、フミ川・支流の沢川・上モベツ川・藻鱒川・クチャンナイ川・上古丹川流域に段丘面が発達するが、前述の t_1 ～ t_3 のいずれの面に相当するかは不明である。

斜面地形は全般に緩傾斜をなすことが多いが、とくに湧別川流域や社名淵川流域・フミ川流域に多く認められる。湧別川流域では t_1 面、または t_2 面と山腹との間に認められ、一部で段丘面の傾動により生じたと考えられる部分もある。

以上の段丘面と斜面地形は WAKO (1962) による Terrace II・III・IV および Gentle Slope にほぼ対応する。しかし、緩斜面は t_1 面の傾動により形成された部分と現世における山麓扇状地地形として形成された部分とが考えられるが、本報告では両者の区別が困難なことが多いため、形態上緩斜面と一括

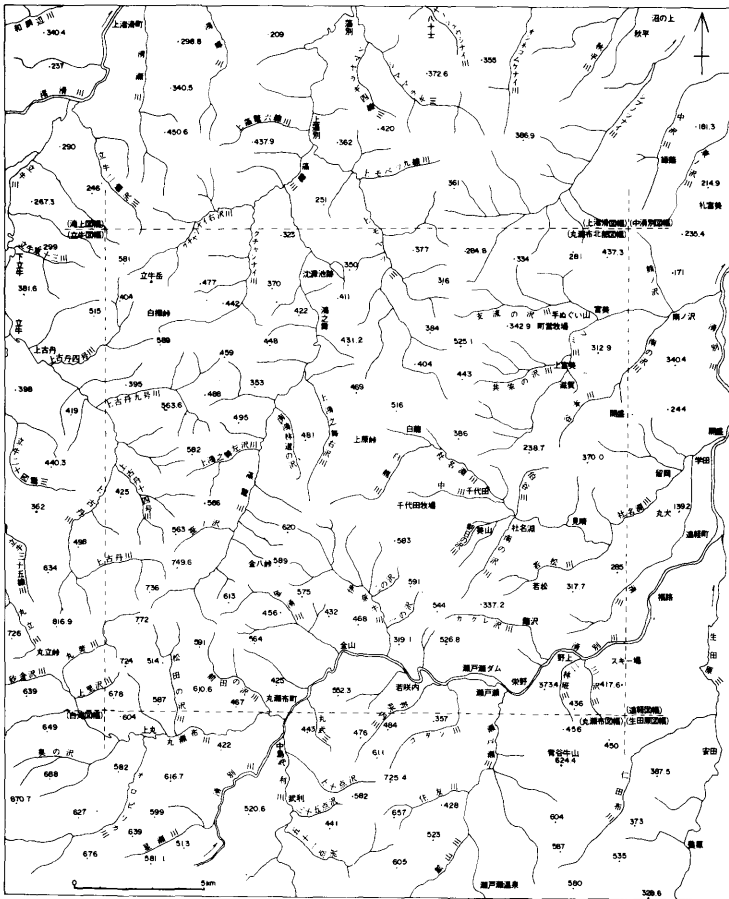


第1図 接峰面および地形区分

して取り扱った。

一方、社名淵川流域およびフミ川流域に発達する緩斜面はN-S性の河川の左岸側やE-W性の河川の両岸および沢頂部に広く発達している。

扇状地は湧別川に向かって小沢の出口に形成しており、瀬戸瀬付近や丸瀬布付近に小規模に発達する。いずれも t_1 面または t_2 面に重なっている。



第2図 水系図

地すべり地形は前田の沢川上流・藻鼈川上流および白龍川^{はくりょう}に分布する。前二者の地区は滑落崖から末端部までの距離が500～700mであるが、白龍川ではいくつかの地すべりブロックの複合からなり、その全体の規模は3km以上に達する。また、その周辺部では地すべりの影響を受けたと思われる亀裂地形が認められる。

III 地質概説

「丸瀬布北部」図幅地域は北海道北東部に位置し、地質構造区分の上では日高帯と常呂帯にまたがる地域である。

「丸瀬布北部」図幅を構成する地質系統は第1表のようにまとめられる。第3図に地質概略図を示した。

中生界（白亜系）

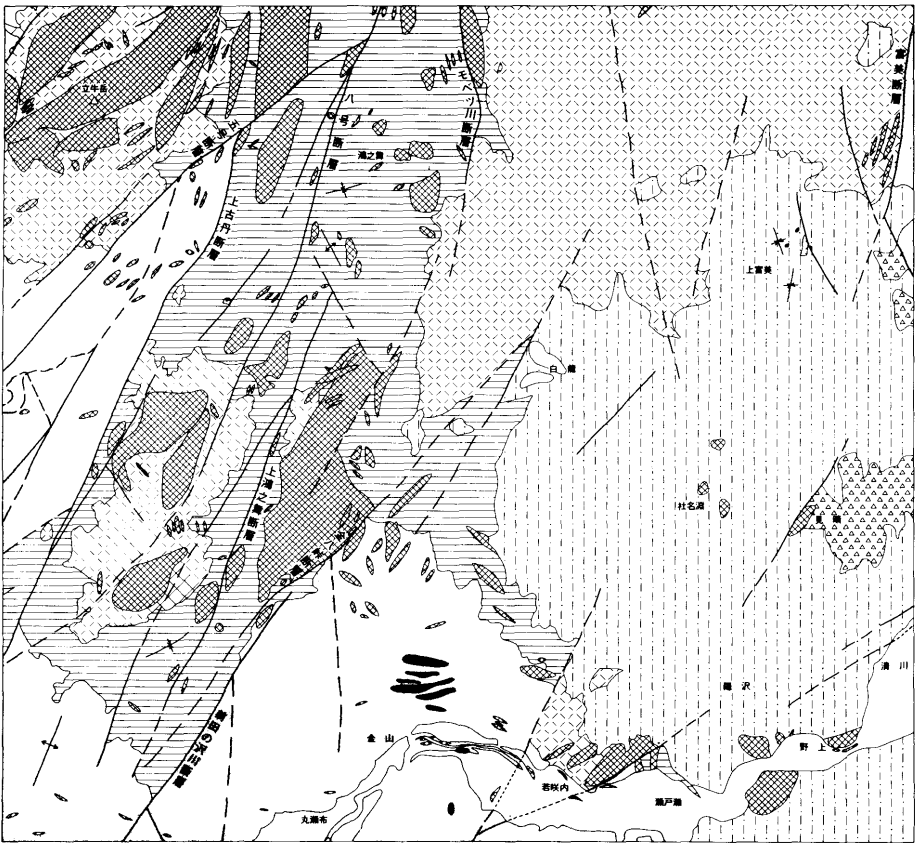
白亜系は本図幅地域西部から南西部に分布する日高累層群と、東縁部に分布する湧別層群よりなる。

日高累層群^{うえんこたん}は上古丹コンプレックス、上丸^{かみまる}コンプレックス、金山^{かみやま}コンプレックスに区分され、ゲービダイト性の砂岩・泥岩を主とし、礫岩・酸性凝灰岩・緑色岩類・チャート・石灰岩より構成される。その堆積時代は放散虫化石からカンパニアン～マストリヒチアン前期である。上古丹コンプレックスは砂岩・泥岩・緑色岩類からなる主部と鱗片状泥岩およびメランジェから構成される。上丸コンプレックスは砂泥混在岩および薄層理～厚層理互層を主とする主部とチャート・緑色岩・石灰岩の礫・ブロックからなるメランジェおよび含礫泥岩層よりなる。金山コンプレックスは砂岩・泥岩を主体とする主部と泥岩・チャート・緑色岩・石灰岩・砂岩なるメランジェからなる。

湧別層群は泥岩を主とし、一部砂岩との薄層理互層をなす。

新第三系下部中新統（花崗岩類）

白亜系を貫く小規模な花崗岩体は本図幅地域南西部に点在する。花崗岩類は花崗閃緑岩・花崗斑岩・花崗玢岩などからなり、岩相変化に富み、いずれも変質していることが多い。この花崗岩類は中部中新統中に礫として含有されること、周辺地域に分布する同様の岩相の花崗岩類の放射年代は17Maであること



- 向斜軸
- 背斜軸
(アンチクリノリウムを含む)
- 推定断層
- 確定断層
- 第四系
- 社名淵層
- 留岡層
- 漢別層
- 浦之島層
- 新第三紀貫入岩
- 先新第三紀貫入岩
- 白垂系

第3図 地質概略図

(柴田・石原, 1981) からその活動時代は初期中新世と考えられる。

新第三系中～上部中新統

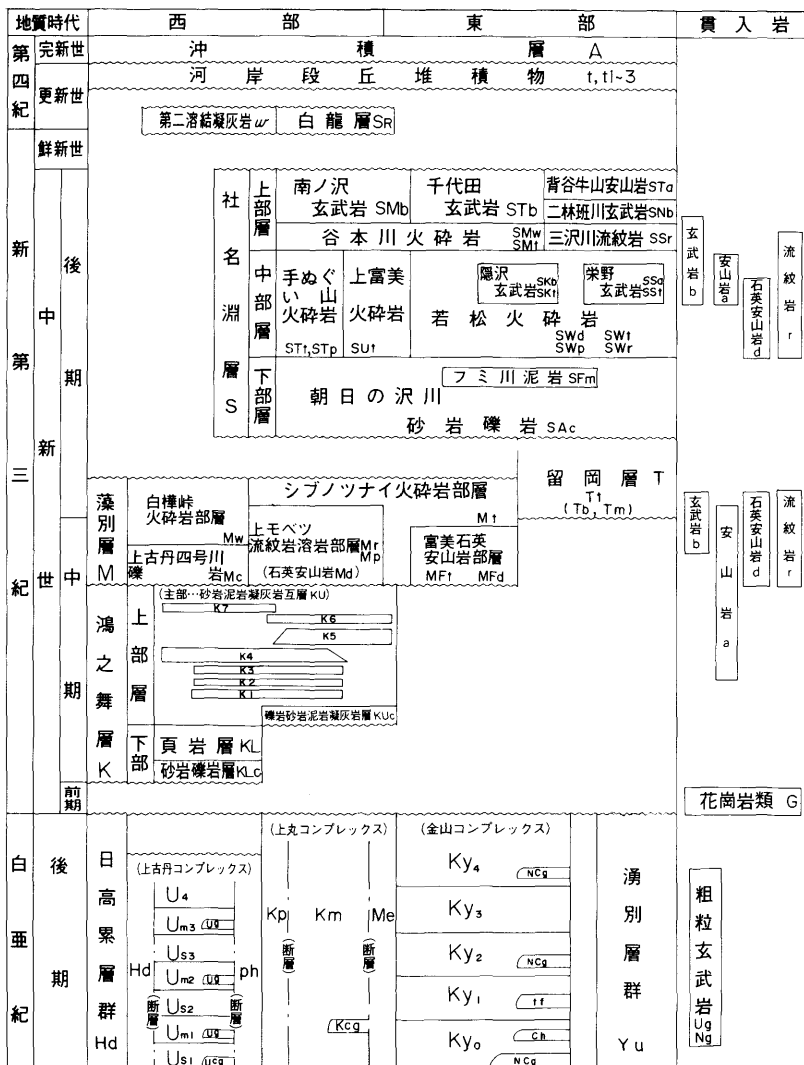
新第三系堆積岩類は下位より鴻之舞層・藻別層・留岡層・社名淵層よりなる。鴻之舞層は海成層で、本図幅地域西半部に分布しているのに対し、その他は陸成層で主として東部に分布している。堆積時代は鴻之舞層が放散虫化石より中期中新世中頃と判明している。他は陸成層であるため、詳細は不明であるが、植物化石および層位関係から中期中新世末から後期中新世と考えられる。

鴻之舞層は下部層と上部層に区分される。下部層は頁岩を主とし、ほぼN-S性の狭長な範囲に分布する。上部層は泥岩・砂岩・凝灰岩からなる主部とこれに介在される火山噴出物層よりなる。火山噴出物層は主に安山岩質火砕岩類と石英安山岩質火砕岩類よりなる。鴻之舞層は北隣の「上渚滑」図幅に延長して分布する。本層は鴻之舞鉦床群の母岩を構成している。

藻別層は陸域で噴火・堆積した酸性の火山噴出物より構成される。本層の主体をなす酸性火山噴出物は本図幅地域中央部およびその東部に分布し、上モベツ流紋岩部層・富美石英安山岩部層・シブノツナイ火砕岩部層より構成される。本図幅地域西部には基底に上古丹四号川礫岩部層が分布し、その上位に溶結凝灰岩を含む白樺峠火砕岩部層が重なる。藻別層は鴻之舞層とは大規模な不整合関係にある。

留岡層は本図幅地域東縁部から東隣の「遠軽」図幅地域にかけて分布する。主として玄武岩質火砕岩よりなり、泥岩を介在する。本層は白亜系を不整合におおう。

社名淵層は本図幅地域東半部に広く分布し、下部層・中部層・上部層よりなる。下部層は内陸湖沼性の砂岩・礫岩(朝日の沢川砂岩礫岩)と泥岩(フミ川泥岩)よりなり、植物化石と淡水性珪藻化石を産する。中部層は淡水域で噴火・堆積した火山噴出物層より構成され、酸性火山噴出物の手ぬぐい山火砕岩・上富美火砕岩・若松火砕岩とこれらに介在される隠沢玄武岩・栄野安山岩よりなる。上部層は陸域で噴火・堆積した火山噴出物である谷本川火砕岩・三沢川流紋岩・南ノ沢玄武岩・千代田玄武岩・二林班川玄武岩・背谷牛山安山岩よりなる。社名淵層は鴻之舞層・藻別層・留岡層を不整合におおう。



第1表 地質総括表

第四系

第四系は白龍層・第二溶結凝灰岩・河岸段丘堆積物・斜面堆積物・扇状地堆積物・地すべり堆積物および沖積層よりなる。

IV 白亜系

本図幅地域に分布する白亜系は、従来、“日高系”・“日高層群”あるいは“先白亜系地向斜堆積物”と呼ばれてきた地層群である。これらの地層群は主としてタービダイト性の砂岩・泥岩から構成されており、新第三系の分布をはさんで西部～南部および東部の2つの地域に別れて分布している。本報告では西部～南部に分布するものは日高累層群、東部に分布するものを湧別層群と呼ぶ。北海道の中生界の地体区分上、両者はそれぞれ日高帯と常呂帯（湧別帯）の構成員とされ、両者の境界線は新第三系の下に伏在するものと考えられている（橋本，1958；君波ほか，1986など）。

本図幅地域の白亜系の地層名の変遷を第2表に示す。高橋ほか（1936）は本図幅地域の南部から東部に分布する「中生層」を初めて具体的に記載し、上湧別付近に分布するものを「湧別層」、南部の丸瀬布付近に分布するものについて「金山層」と呼んだ。竹内（1942）は本図幅地域を含む10万分の1の地質図幅「鴻ノ舞」地域の日高系（先白亜紀層）を、下位より「珪岩・千枚岩質粘板岩層」・「輝緑凝灰岩層」・「頁岩粘板岩層」・「硬砂岩層」の4層に区分し、本図幅地域では「頁岩粘板岩層」・「硬砂岩層」がNW性の褶曲軸をもって繰り返し分

岡村(1913)		高橋ほか(1936)	竹内(1942)	田近・岩田(1983) IWATA&TAJIKAI(1988)	本 報 告					
古 生 層	中 生 層	金 山 層 (中生層)	湧 別 層	先 白 亜 紀 層 (日高系)	日 高 累 層 群	金 山 層 (白亜系)	上 古 丹 コ ン プ レ ッ ク ス (上部白亜系)	上 丸 コ ン プ レ ッ ク ス (上部白亜系)	金 山 コ ン プ レ ッ ク ス (上部白亜系)	湧 別 層 群 (上部白亜系)

第2表 白亜系の地層名の変遷

布するように図示している。その後、本図幅地域の白亜系については長い間調査・研究が行われず、その時代についても古生層あるいはジュラ系～下部白亜系と考えられていた(岡村, 1913; 納富, 1919; 高橋ほか, 1936; 竹内, 1942; 橋本, 1958; 長尾, 1960, 1962; 寺岡ほか, 1962; 紺谷・酒井, 1978; 北海道立地下資源調査所, 1980など)。田近(1981)は本図幅地域南方に分布する「金山層」に乱雑(chaic)な層相を示す「乱堆積層」が分布することを明らかにし、同層中に異地性の岩体が含まれる可能性を指摘した。田近・岩田(1983)・IWATA & TAJIKA(1988 in press)は「金山層」の泥岩から白亜紀後期(カンパニアン～マストリヒチアン)の、チャートからは白亜紀前期(オーレビアン～バランジニアン)の放散虫化石を報告し、チャート・石灰岩・緑色岩類(?)について異地性の岩体であるとした。

このように1980年代に入って放散虫生層序学的研究が進むとともに、周辺地域の“先白亜系”からも多くの白亜紀放散虫化石が報告され、これらのほとんどが上部白亜系に属することが明らかになってきている(岩田ほか, 1983; 田近ほか, 1984; 田近・岩田, 1984; IWATA & TAJIKA, 1986; 岩田・加藤, 1986)。

IV. 1 日高累層群

日高累層群は北海道中央部においてそれまで“先エゾ層群”・“日高系”・“日高層群”と呼ばれていた地層群を一括して取り扱う名称として提唱された(長谷川ほか, 1961)。その後、君波ほか(1986 a, 1986 b)は「日高帯」を“空知一エゾ帯の東側に分布する主にメランジと陸源性砕屑物から構成される中生界の分布域”と定義し、「日高帯」に分布する中生界を日高累層群と呼んだ。本報告ではこの定義に従い、本図幅地域の西部～南部に分布する白亜系について日高累層群と呼ぶ。

本図幅地域の日高累層群はタービグイト性の砂岩・泥岩を主とし礫岩・酸性凝灰岩を伴う砕屑岩類と少量の緑色岩類・チャート・石灰岩から構成される。これらの岩石はしばしば様々な程度に変形し、入り混じって存在する。分布地域は主として本図幅地域南西部の丸瀬布周辺から上古丹川流域にかけての地域で、その分布の主体は東隣の「立牛」図幅地域である。立牛岳北西方にも、「立牛」「滝上」「上渚滑」の各図幅地域からの延長として分布する。

日高帯の地層はかつて“中生代地向斜堆積物”と呼ばれた他の地層群と同様に、地層の優乱が著しく、岩相単位としての区分が困難であることが多い。また、岩相単位としての各「層」や「層群」は相互に断層で接することが多く、それらの上下関係の判定は困難な場合が多い。このような地質体での広域的な層序区分は構造層序的な区分にならざるを得ない。そのような意味で本地域の日高累層群を上古丹コンプレックス、上丸コンプレックス、金山コンプレックスの3つの単位に区分した。各コンプレックスは断層によって境された（あるいは関係の不明確な）いくつかの部層（あるいは累層）規模の地層の集合体（複合層, Complex*）である。

「砂泥混在岩（相）」「メランジェ」について

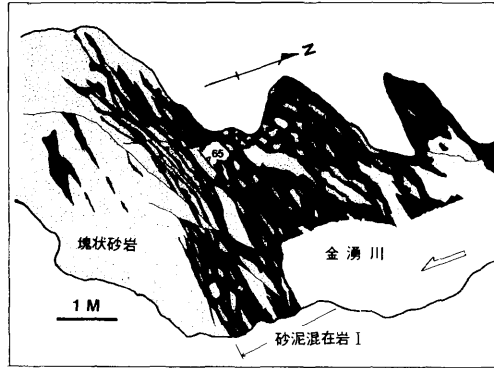
上述のように本地域の日高累層群には様々な程度に変形し、混在した地層が含まれる。これらの岩相は「乱堆積層」（田近, 1981）、「砂泥混在岩相」「メランジェ」（君波ほか, 1985）など様々な名称で呼ばれている。用語の混乱をさける

	基 質		“礫”・ブロック			
	岩 相	剥 離 性	“礫”種	形 態	大 き さ	そ の 他
砂泥混在岩(相) I	暗灰色泥岩	ない～弱い	中粒～細粒砂岩・含礫砂岩	レンズ状、不規則な板状、もとの成層状態が推定可能。基質との境界不明瞭な場合がある。	数cm～1mの厚さ、伸びは、10cm前後の長さのもので20～40cmと膨縮が顕著	小褶曲が発達
砂泥混在岩(相) II	a	暗灰色泥岩 (一部砂質)	中粒～細粒砂岩・マール・含礫砂岩・礫岩	歪角形～歪円形、成層状態の判別不能。 a) では基質との境界が不明瞭な場合がある。	長径数cm～5m	
	b	弱い～強い	同上 (まれにチャートを含む)			
メ ラ ン ジ エ	a	ない～弱い	チャート・石灰岩・玄武岩・珪質頁岩などの質地性岩塊を主とし、砂岩を含むことがある。	歪角形～歪円形・レンズ状、頁質ブロックでは成層状態を残していることがある。	長径2cm～数10m 数km(?)	
	b	富しい鱗片状劈開が発達				

第3表 メランジェ・砂泥混在岩相の分類

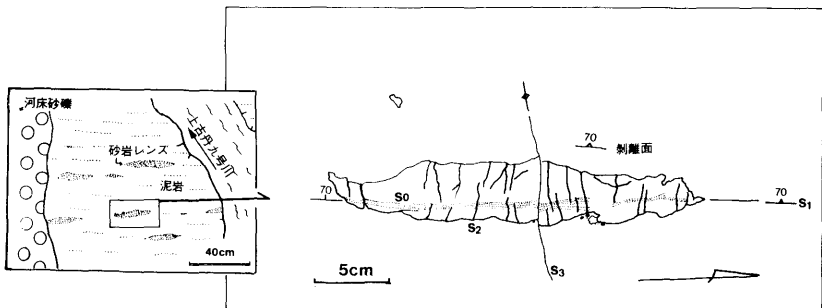
ために、これらの岩相について本報告では平ほか（1980 a, b）の用法を参考にして、次のように呼ぶことにする（第3表）。なお、これらの用語には成因上の意味は含めない。これらの成因としては大規模な海底地すべり（例えばオリストストローム）、スラストなどに伴う構造的混在、泥グイアビル起源のものなど、色々な成因をもつものが含まれているものとみられる。用語や成因上の議論は本報告の目的ではないので、それらについては勸米良（1977）・平ほか（1980 a, b）・COWAN（1985）などを参照されたい。

※Complexの用法はISSC(1976)に従った。

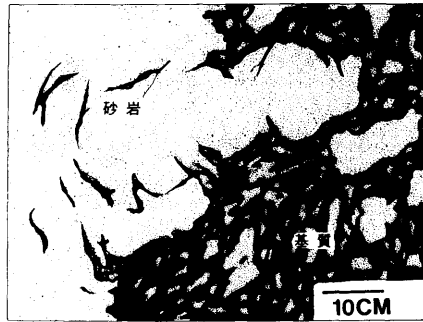


第4図 砂泥混在岩 I の産状
(金湧川下流河床部)

砂泥混在岩（相）I；砂岩・泥岩および一部礫岩・含礫砂岩から構成される。砂岩は泥質基質中に平たく延びたレンズ、あるいは膨縮した“単層”として散在する(第4・5図)。レンズにはしばしば引っ張り断裂が発達する。一般に露頭で見られるレンズあるいは“単層”の伸びの方向はその地域の地層の延長と準平行であるが、著しい小褶曲によりその構造が把握できないことがある。基質の泥岩は一般的に剥離性が弱く均質であるが、まれに砂質のラミナが見られることがある。また、粗粒で厚い(厚さ数10cm～1m)砂岩レンズでは基質と



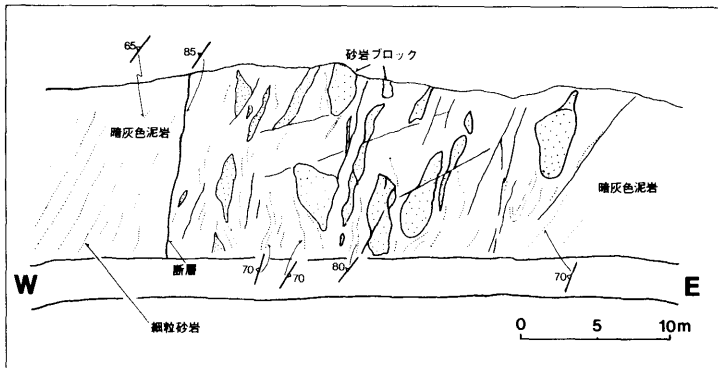
第5図 砂泥混在岩 I における砂岩レンズの産状
(上古丹九号川)



第6図 砂岩ブロックと泥質基質との関係
(伊奈牛川中流河床部)

の境界が不規則に入りくみ、不明瞭となっている場合がある(第6図)。

砂泥混在岩(相)II; 砂岩・泥岩および礫岩・含礫砂岩から構成される。砂泥混在岩Iとは漸移的に移り変わることがある。泥質基質中に分解された径数cm~数mの礫、あるいはブロック状の砂岩が含まれる(第7図)。礫と泥質基質は本来の成層状態を全く推定できないほど混合しており、礫あるいはブロックの形態は亜角~亜円形を示す。基質の特徴からさらにa, bの2つのタイプに細



第7図 砂泥混在岩IIaの産状
(上:古丹九号川雑古丹林道)

分できる。aタイプはほとんど基質に剝離性が見られないもので、基質には弱く褶曲した砂質ラミナを含むことがある。礫と基質はシャープに変化することが多いが、まれに砂岩と泥岩が不規則に入り混じった産状を呈することがある。

一方、bタイプは剝離性に富む泥質基質からなるものである。礫の長軸やへき開は地層の伸びと平行なことが多い。bタイプにはまれに時代不明のチャート礫を含むことがある。

メランジェ；泥岩を基質とし、基質あるいは周囲の泥岩と異なった時代を示す珪質頁岩・チャート・石灰岩および緑色岩類や砂岩を径数mの礫あるいはブロックとして含むもので、基質の性状からa、bタイプの2つのに細分される。aタイプはほとんど剝離性の認められないもので、bタイプは著しい鱗片状のへき開が発達するものである。

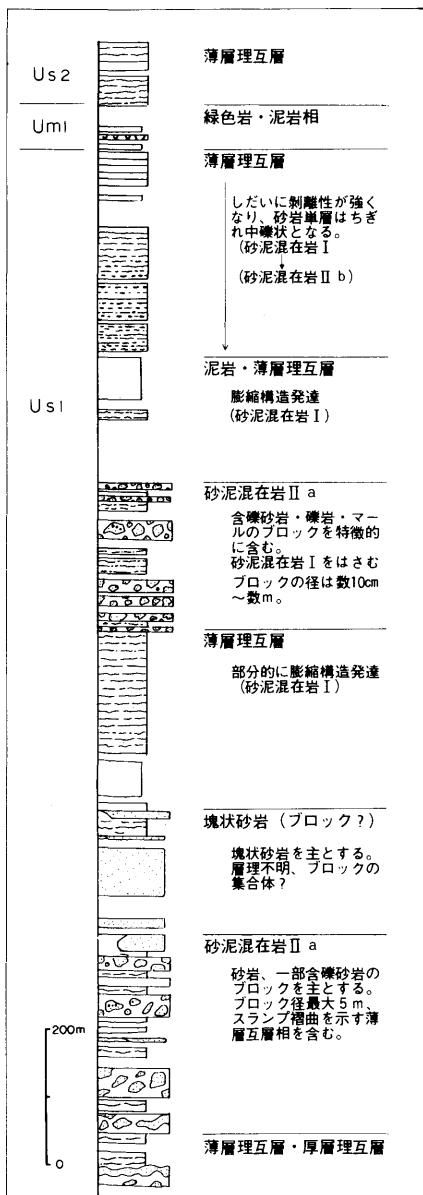
本累層群には数m～数10mの波長の、閉じた小褶曲が発達する。これらの成因がスランプあるいは構造的な運動によるものかについては判断が難しい。本報告では単に「褶曲」と記載する。

VI. 1. 1 ^{うまんこたん}上古丹コンプレックス (U s₁₋₄, U m₁₋₃, p h, U g, U c g)

田近ほか(1987)の命名による。模式地は紋別市上古丹川中上流域で、「立牛」図幅地域にまたがっている。その分布は上古丹九号川および上古丹川上流域で、「立牛」図幅地域に広がっている。本コンプレックスは砂岩・泥岩・緑色岩類からなる主部(U s₁₋₇)と断層によって挟まれて出現する鱗片状泥岩層(p h)およびメランジェ(本図幅地域では確認されていない)から構成される。

本図幅地域では主部は見掛け上砂岩・含礫砂岩・礫岩・泥岩およびそれらの混在岩相からなる砂岩ユニット(U s₁₋₄)と泥岩と緑色岩類からなる泥岩ユニット(U m₁₋₃)が整合的に交互に繰り返して累重する。本図幅地域での厚さは、北部で約2,200m、南部で約1,000mで、下限は東側に分布する上丸コンプレックスとの間の断層によって切られている。これらは分布地域中央部のNE性の低角(推定)断層によって南部と北部に別れて分布している。

北部の上古丹九号川付近では主として下半部の砂岩ユニットU s₁₋₂および泥岩ユニットU m₁₋₂が分布する。第8図に上古丹九号川の柱状図を示した。U s₁は全体として中上部に薄層理互層が卓越し、中部および下部に砂岩・砂泥混在岩が発達する。薄層理互層の砂岩はしばしば膨縮し、「すみ流し」状に泥



第8図 上古丹コンプレックス
主部柱状図
(上古丹九号川)

岩と入り混じっており、一部では砂泥混在岩ⅠからⅡへと変化するのが観察される。砂岩は灰色～暗緑灰色を呈する細粒～中粒の石質～長石質ワックで、火山岩片・堆積岩片に富み、黒雲母を一般に含む。しばしば砂岩には径数mm～数cmの泥岩クラストが含まれる。中下部には層理不明瞭な塊状砂岩が発達する。これはいくつかの砂岩ブロックの集合体かも知れない。中部・下部に2層挟在する含礫砂岩礫岩層(Ucg)は、含礫砂岩・礫岩・砂岩の径8cm～5m前後の礫からなる砂泥混在岩Ⅱaである。含礫砂岩や礫岩は径0.5～2cmのチャート・酸性凝灰岩・砂岩の円礫と多量の泥岩同時礫(最大径40cm)からなるもので、基質は砂岩である。基質の泥岩とブロックの砂岩はしばしば入り混じることがあり、泥質基質中に酸性凝灰岩・チャートの円礫が散在することがある。これらには石灰質団塊の破片(径数10cm)を含むことがある。Us₁の厚さは約1,800mである。Um₁は泥岩を主とし、玄武岩質枕状溶岩(Ug)をはさむ。Um₁の厚さは約60mである。Us₂は薄層理互層・塊状砂岩を主とし、その厚さは約150mである。Um₂は泥岩を主とし、玄武岩質枕状溶岩(Ug)やドレライトを挟む。

南部地域には砂岩ユニットUs₁₋₄および泥岩ユニットUm₁₋₃が分布する。砂岩ユニットは塊状砂岩を主とし、薄層理～厚層理互層を伴う。まれに含礫砂岩礫岩を含む。南部地域の砂岩は一般にブリットル(brittle)な変形を受け角礫状を呈することが多い。

緑色岩類は玄武岩質の枕状溶岩(厚さ10～50m)および玄武岩・ドレライトのシート状侵入岩体(厚さ数m～10m)からなる。泥岩と緑色岩類との関係が観察できるのは、主として「立牛」図幅地域内である(田近ほか, 1987)。これらは斜長石あるいは斜長石・単斜輝石の斑晶をもつ玄武岩およびドレライトで、変質鉱物として方解石・緑泥石・ブドウ石などが認められる。ほとんどの場合、網状に方解石あるいは沸石類(主としてローモンタイト)の細脈が発達する。

鱗片状泥岩層(ph)は鱗片状へき開の発達の著しい暗灰色泥岩からなり、見掛け上数100mの厚さを示す。小褶曲や断層によって擾乱されており、含礫砂岩(径20cm)や石灰質団塊(径10～50cm)を含むことがある。

IV. 1. 2 ^{かみまる}上丸コンプレックス(Km, Kp, Kcg, Me)

田近ほか(1987)の命名による。IWATA & TAJIKA(1988 in press)の「金山層」

の西半部に相当する。模式地は東隣「立牛」図幅地域、紋別郡丸瀬布町上丸～丸立峠付近である。上古丹十四号川上流および図幅南西部の松田の沢とその東方に分布する。本コンプレックスは砂泥混在岩Ⅰおよび薄層理～厚層理互層を主とする主部（K m）とチャート・緑色岩・石灰岩の礫・ブロックからなるメランジェ（M e）および砂泥混在岩Ⅱ b を主とする“含礫泥岩”層（K p）よりなる。

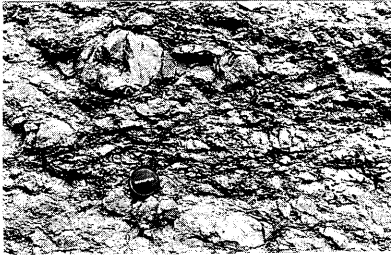
本コンプレックスは西側で断層により上古丹コンプレックスと、東側で同じく金山コンプレックスと接し、西から“含礫泥岩”層（K p）、主部（K m）の順に配列し、メランジェ（M e）は主部（K m）に構造的に挟在する。

“含礫泥岩”層（K p）は、基質のやや変形した砂泥混在岩Ⅱ b を主体とし、一部に砂泥混在岩Ⅰを含む。層理あるいは基質のへき開は定方向を示す場合もあるが、上古丹川支流では不明なことが多い。まれに暗灰色チャート・酸性凝灰岩ブロック（径数m）をはさむことがある。東側の主部（K m）とは断層で接するものと推定され、見掛け上約1,000mの厚さが推定される。

主部（K m）は波長数m～数10mの閉じた非対称褶曲と小低角断層・高角断層により様々に擾乱、変形した砂岩泥岩互層（以下、「厚層理砂岩泥岩互層」「薄層理砂岩泥岩互層」は「厚層理互層」「薄層理互層」と略す）を主とし、含礫砂岩・礫岩・酸性凝灰岩をしばしばはさむ。互層部は見掛け上ほとんど変形していない部分から砂泥混在岩Ⅰ・砂泥混在岩Ⅱ b まで数m～数10m オーダーで変化している（第9・10図）。後述するように、本図幅地域南東部では複数の低角の断層に切られる褶曲ナップ状の構造をとるものと推定され、層厚の算定は不可能である。松田の沢川ではこれに反し、ほとんど“整然”とした砂岩優



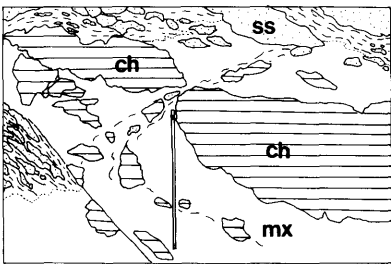
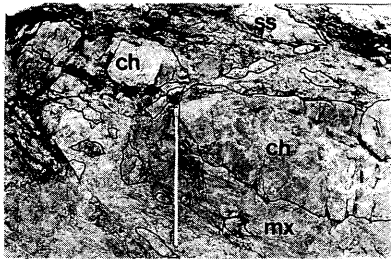
第9図 上丸コンプレックス主部(Km)の変形の弱い砂岩泥岩互層、(上丸上里沢上流)



第10図 上丸コンプレックス主部 (Km) にしばしば発達する “含礫泥岩” (砂泥混在岩 II d)。基質の泥岩は鱗片状へき開が発達 (上里川上流林道)

勢の薄～厚層理互層を主とし、見掛けの最下位には含礫砂岩・細礫岩層 (K c g) が数層はさまれる。この部分は見掛け上1,500mの厚さを示すが、西方～南方に向かって次第に擾乱が著しくなっている。

主部 (Km) はごく一部に砂岩と白色～赤色チャートおよび石灰岩チャートの互層・暗緑色～黒色チャート・(珪質泥岩)・緑色岩類の径数cm～数10mの垂円～垂角形の “礫” よりなるメラランジェ (Me) をはさむ (第11図)。メラランジ



第11図 上丸コンプレックスのメラランジェ (Me)。白色～暗緑灰色チャート (ch) や砂岩 (s s) が基質中に散在。基質 (m x) は明色部が凝灰質泥岩、暗色部が泥岩である。スケール1 m (上里川上流林道)

は厚さ最大数10mで、膨縮した“レンズ状層”として断層にはさまれて出現する。基質は暗灰色～黒色の鱗片状泥岩と暗緑色凝灰質泥岩である。本図幅地域では2層確認されているが、松田の沢川付近でもチャートの転石は多く認められるので、より広く含まれる可能性がある。これらのブロックはジュラ紀後期～白亜紀前期の放散虫化石を含む (IWATA & TAJIKA, 1988 in press)。

本コンプレックスを構成する砂岩は暗灰色を呈する細粒～中粒の石質～長石質ワッケで、堆積岩片・砂岩岩片に富む。長石は斜長石の他にマイクロクリンやパーサイトがめだつ。ほとんどの場合黒雲母を伴っている。礫岩・礫質砂岩の礫は砂岩・泥岩の同時礫 (径数cm～15cm) が多く、チャート・酸性凝灰岩・酸性～塩基性火山岩円礫～亜角礫を伴う。同時礫以外の礫は一般に細粒 (1cm以下) で、特に火山岩礫は細粒である。

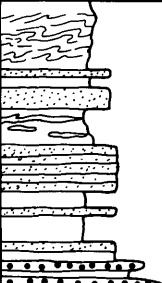
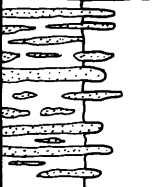
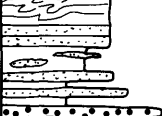
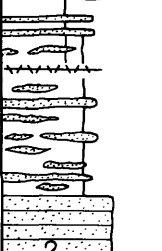

IV. 1. 3 ^{かなやま} 金山コンプレックス (Ky₀, Ky₁₋₄, Ncg, Ng, ch, tf)

高橋ほか(1936)の「金山層」、田近(1981)、田近・岩田(1983)の「金山層」、IWATA & TAJIKA(1988 in press)の「金山層」の東半部に相当する。模式地は紋別郡丸瀬布町金山周辺の湧別川と同支流の伊奈牛川流域であるが、同流域には全岩相が分布しないため、湧別川支流の前田の沢川を副模式地とする。丸瀬布付近の湧別川流域、伊奈牛流域、金湧川流域、泉の沢川流域および前田の沢川流域に広く分布し、若咲内付近の湧別川沿いに見られる。

本コンプレックスは、泥岩およびチャート・緑色岩・石灰岩・砂岩からなるメランジェ・ユニット (Ky₀, Ng, ch) と砂岩・泥岩を主体とする主部 (Ky₁₋₄, Ncg) から成る。本コンプレックスの一部は後述する新第三紀花崗岩類によると見られる接触変成作用を受けホルンフェルス化している。これらの東側に分布する上丸コンプレックスと断層によって接し、NNE-SWないしNE-SWの走向で、東からメランジェ、主部の順に分布する。模式柱状図を第12図に、各個柱状図を第13図に示す。

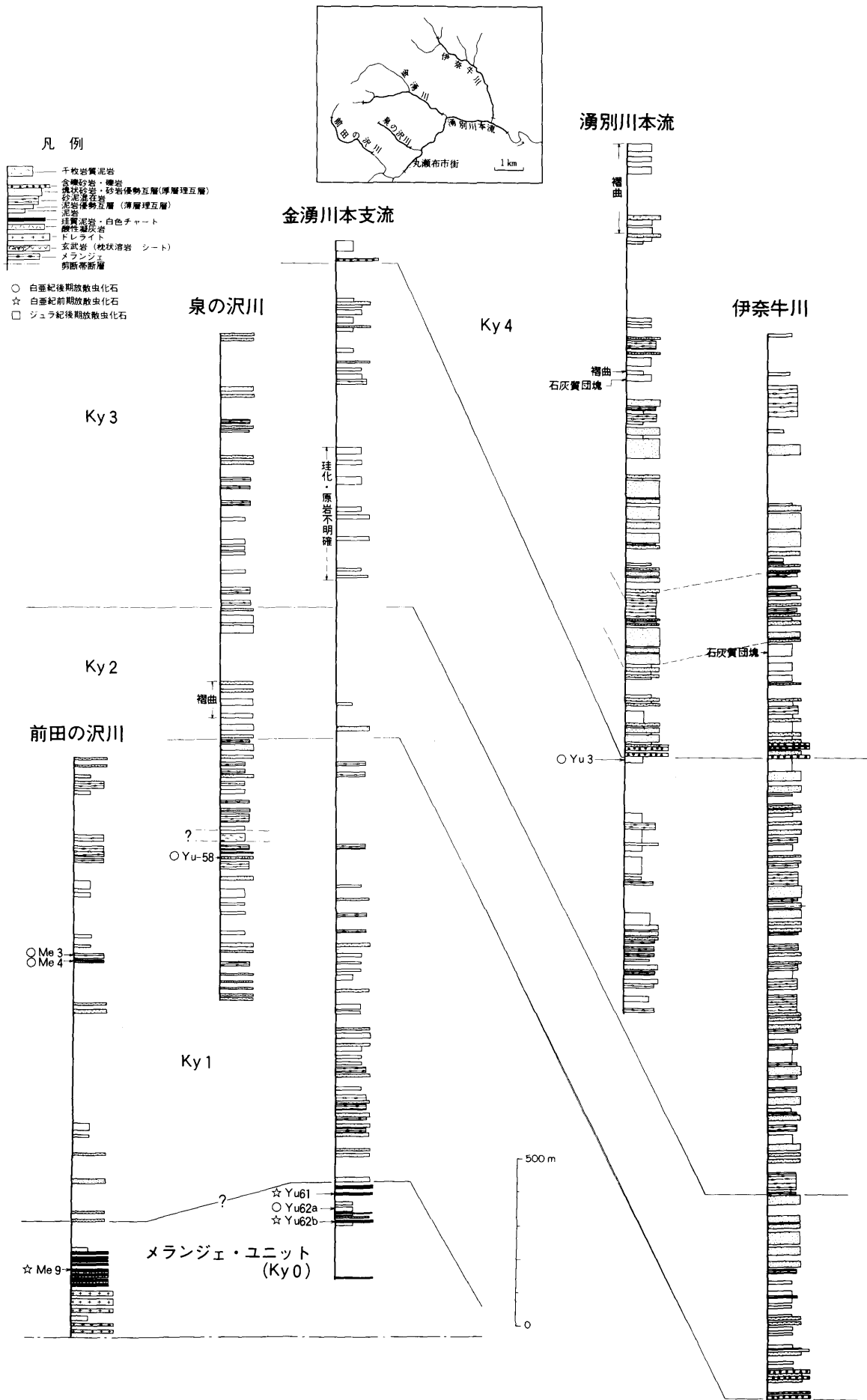
メランジェ・ユニット (Ky₀) は前田の沢川上流、金湧川上流を結ぶ地帯に分布する緑色岩類、チャート (珪質泥岩)・酸性凝灰岩・砂岩および暗灰色泥岩よりなり、一部に石灰岩^{*}を伴うものと推定される。泥岩からは白亜紀後

*前田の沢川中流部の地すべり土塊中に石灰岩ブロック(最大径6m)が多数認められる。

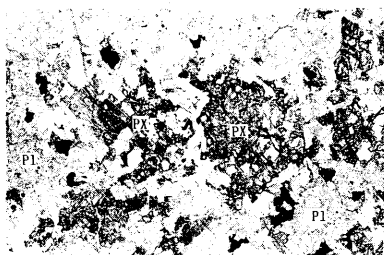
区分	模式柱状図	岩 相 (見掛けの層厚)
Ky 4		<p>含礫砂岩・礫岩あるいは厚層理砂岩を基底として、上方に細粒化・薄層化。 塊状砂岩・薄層理互層を主とする。 混在岩相、スランプ? 褶曲が発達。</p> <p>(1500m)</p>
Ky 3		<p>砂泥混在岩 I を主とする。 塊状砂岩をしばしばはさむ。</p> <p>(1000~1200m)</p>
Ky 2		<p>塊状砂岩・含礫砂岩の整然層を主とする。</p> <p>(600~450m)</p>
Ky 1		<p>“中上部”は砂泥混在岩 (I) を主体とする。 酸性凝灰岩薄層をはさむ。 “下部”は厚層理砂岩を主とする。</p> <p>(1100~1200m)</p>
Ky 0		<p>緑色岩・チャート(珪質泥岩)酸性凝灰岩および泥岩からなる。</p> <p>(350~450m)</p>

第12図 金山コンプレックスの模式柱状図

第13図 金山コンプレックスの各個柱状図



期の、チャート（珪質泥岩）からは白亜紀前期の放散虫化石が産出し、後述するように両者間には大きな時代差がある。前田の沢川では（第12図）見掛け上、下位より、緑色岩類（層厚70m）、数cm～10cmの厚さで互層するチャート・酸性凝灰岩互層部（層厚110m）および泥岩が整合的に累重するように見える。一方金湧川西支流の上流部では灰白色チャート・砂岩・泥岩が、数cm～数10mオーダーで交互に出現する。泥岩はほとんど剥離性をもたない均質な暗灰質泥岩で、aタイプのアメランジェである。ただし、本ユニットの分布地域は露頭条件が悪く、さらに微化石の検討も十分とは言えないので、泥岩中に、巨大なシート状岩体としてチャート緑色岩類が含まれるか、それとも緑色岩類→チャート・酸性凝灰岩→泥岩からなる層序ユニットが、断層によってくり返して出現するのかが判然としない。本報告では泥岩とチャートとの時代差を重視してとりあえず、前者の立場をとることにした。



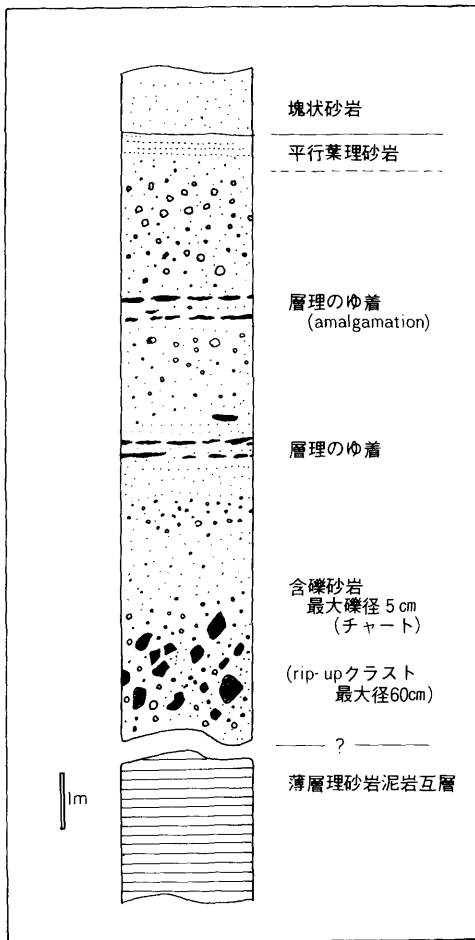
第14図 金山コンプレックス中のドレライトの顕微鏡写真。横幅は3mm（平行ニコル）
px、輝石、pl：斜長石

緑色岩類は、オフティック組織を示すドレライト（第14図）と少量のバリオリティックな組織を示す玄武岩からなる。残留鉱物は単斜輝石・斜長石である。なお、一部にかんらん石の仮像が認められる。一般に方解石・沸石類の細脈が発達する。

主部（Ky₁₋₄，Ncg）は砂岩・泥岩とそれらの互層を主体とし、含礫砂岩・礫岩・酸性凝灰岩を伴う。砂岩・泥岩は、種々に変形し、砂泥混在岩Iとなっている。丸瀬布市街付近から伊奈牛川付近に広く分布する。見掛け上、下位（西側）に分布するアメランジェ・ユニット（Ky₀）との関係は不明である。

上限は新第三系におおわれ不明である。岩相から $Ky_1 \sim Ky_4$ の4つのユニットに区分され見掛けの全層厚は4,000m以上である。

Ky_1 は塊状砂岩を主とし、全体として上方に細粒化する砂岩・泥岩を主とする地層で、“中上部”は砂泥混在岩Iとなっている。“上部”には厚さ数10cm ~ 3mの淡緑灰色凝灰質泥岩 ~ 凝灰岩の薄層をはさむことがある。泉の沢川



第15図
 Ky_4 ユニットの各個柱状図

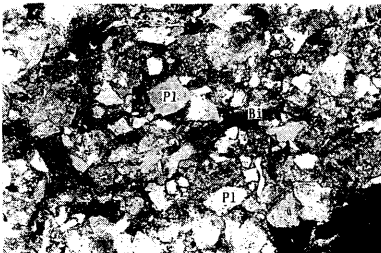
上流には一部に千枚岩質泥岩、転石として淡赤灰色のチャートが認められる部分があるが、関係が不明のためKy₁に一括した。あるいは、一部にメランジェ・ユニットが分布するのかも知れない。見掛けの層厚は前田の沢川で1,200m以上、金湧川支流で1,100mである。

Ky₂は数10cm～数mの厚さの含礫砂岩・礫岩(Ncg)・塊状砂岩と泥岩の互層を基底とし、塊状砂岩・厚層理互層を伴う地層で相対的に整然とした地層を主とする。上部には、しばしば波長数m～数10mの閉じた非対称褶曲が発達する。見掛けの層厚は、伊奈牛川で約600m、泉の沢川で450mである。

Ky₃は、砂泥混在岩I・塊状砂岩を主とし、泥岩薄層理互層を伴う。砂泥混在岩Iにはさまれる数m～10数mの厚さの塊状砂岩もまた膨縮が著しい。上部には暗灰色泥岩～薄層理互層が卓越する。見掛けの厚さは、北東部の伊奈牛川流域で1,200mで、南西部へむかってその厚さをやや減じる。

Ky₄は含礫砂岩・礫岩(Ncg)を基底層として全体として上方に細粒化、薄層化する薄層理砂岩・塊状砂岩を主体とする地層で、中部に塊状砂岩・砂泥混在岩Iが卓越する。厚い砂岩・礫岩・含礫砂岩ではしばしば層理の癒着(amalgamation)が認められる(第15図)。最上部が分布する湧別川伊奈牛付近では数m～数10mオーダーの波長の閉じた非対称褶曲の発達が著しい。泥岩の優勢な部分にはしばしば径30cm～2mの石灰質団塊を含む。全層厚は約1,500m以上である。なお、この地層の“上部”は遠軽町若咲内付近の湧別川沿いにもわずかに露出する。

本コンプレックスの砂岩は前述の2つのコンプレックスと同様、石質(～長石質)ワッケからなる。堆積岩片および中性～塩基性の火山岩片に富み、マイクログリン・パーサイト・黒雲母を含む部分がある(第16図)。このことは後述

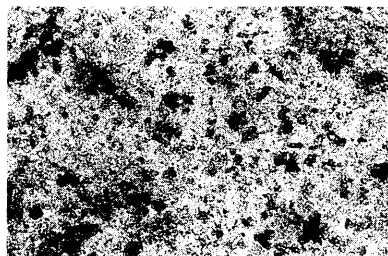


第16図 金山コンプレックス中の砂岩の顕微鏡写真。横幅は1mm(平行ニコル)
Bi: 黒雲母、Pl: 斜長石

の湧別層群の砂岩が火山岩片に富み、輝石・角閃石などの重鉱物を普遍的に含む(KONTANI & KIMINAMI, 1980)ことと明らかに区別される。

含礫砂岩や礫岩は径0.5~5cmのチャート・酸性凝灰岩・安山岩の円礫~亜円礫からなり、砂岩や泥岩の数cm~数mにおよぶ同時礫を伴う。

ホルンフェルスは泥質岩・凝灰岩を原岩とするもので、花崗岩類の周辺および金湧川中上流域に分布している。鏡下では黒雲母-白雲母-(緑泥石)-アールバイト-石英の鉱物組み合わせを示すタイプ(第17図)と黒雲母を欠き白雲母



第17図 金山コンプレックス中の黒雲母ホルンフェルスの顕微鏡写真。横幅は0.7mm。暗灰色の斑点状部が黒雲母(平行ニコル)

一緑泥石の集合体を点紋状に生じているタイプに区別される。黒雲母は長径0.02~0.08mmの粒状~フレーク状を示し、弱い定方向配列を示すことがある。

IV. 1. 4 ^{たつうしだけ}立牛岳北西の日高累層群(Hd)

立牛岳北西部に分布する日高累層群は、暗灰色泥岩を主とし、まれに厚さ数mm~数cmの細粒砂岩を伴う。石灰質団塊を含むことがある。これらは隣接する「滝上」^{たけのうえ}「立牛」両図幅地域に広く分布する地層の延長部で、田近ほか(1984)の「渚滑川層群」S4層に相当する。

IV. 1. 5 産出化石と時代

本累層群からは、大型化石は報告されていない。時代はすべて放散虫化石により考察されている。他にいくつかの地層から底生有孔虫が産出する。以下、田近・岩田(1983)、IWATA & TAJIKA(1988 in press)に従って述べる。第18図に時代と岩相との関係を、第19図に化石の産地を示す。

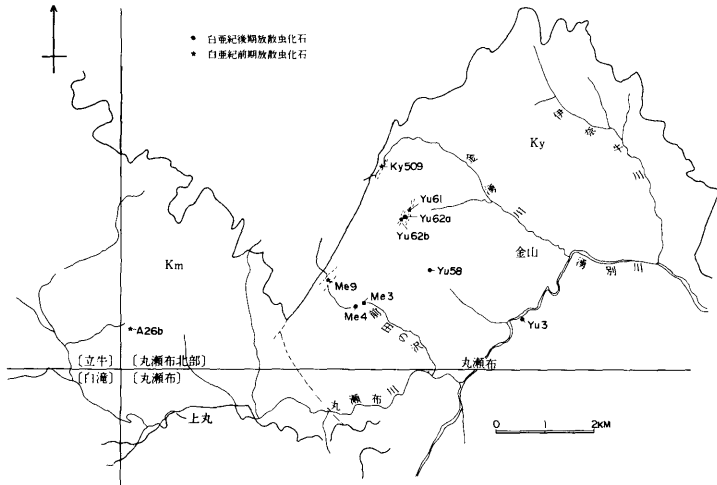
本図幅地域の上古丹コンプレックスからは化石の産出は知られていない。「立牛」図幅地域での予察的検討によれば白亜紀型放散虫化石および底生有孔

地層名 時代		上古丹 コンプレックス	上丸 コンプレックス	金山コンプレックス		
				メランジェ Ky0	主部 Ky1~4	
後 期 白 垂 紀	Maastr.	?				砂岩・泥岩
	Campan.					
	Santon.	↓ ?				珩質泥岩 チャート
	Coniac.					
	Turon.					石灰岩・ チャート互層
	Cenoman.					
前 期 白 垂 紀	Albian					玄武岩
	Aptian					
	Barr.					
	Haut.					
	Valang.					
	Berrias.					
ジュラ紀						

第18図 日高累層群の岩相と時代の関係

虫化石が認められており、詳細な時代は不明であるが、上部白垂系であるらしい。

同じく「立牛」図幅地域の上丸コンプレックスの泥岩・凝灰質頁岩からは *Amphipyndax enesseffi*, *A. tylotus*, *A. stocki*, *Stichomitra* cf. *asymbatos*, *Alievium* cf. *gallowayi*, *Pseudoaulophacus floescens*, *P. lenticulatus*, *Phaseliforma* cf. *laxa*, *Dictyomitra multicostata*, *D.* cf. *rhadina*, *D. koslovae*, *Archaeodictyomitra* cf. *lamellicostata*, *Cornutella californica*, *Lithatractus pusillus*, *Stichomitra campi* などが報告されている。これらは FOREMAN (1977) の *Amphipyndax enesseffi* 帯 ~ *A. tylotus* 帯 (カンハニアン ~ マストリヒチアン前期)、



第19図 日高累層群中の放射虫化石産出位置図

VISHNEVSKAYA (1986) の *A. enesseffi* 帯 (カンパニアン前期～中期) にはほぼ対応する。

Me-3, Me-4, Yu-3

Amphipyndax alamedaensis
Bathropyramis campbelli
Clathrocyclus diceros
Cornutella californica
Dictyomitra multicostata
Eucyrtidium sp. A
Lithomespilus cf. *mendosa*
Lithatractus pussillus
Lithostrobus sp. A
Phaseliforma spp.
Orbiculiforma sp.
Praestylosphaera hastatus

Spongosaturnalis spinifer
Theocaryptra cf. *limbata*
Neosciadiocapsa sp.

Yu-62a, Yu-58

Lithostrobus sp. A
Bathropyramis campbelli
Phaseliforma spp.
Stylosphaera cf. *goruna*
Praestylosphaera hastatus
Spongodiscus spp.

第4表 金山コンプレックスの泥岩、凝灰岩中の放射虫化石

金山コンプレックスの泥岩、凝灰質泥岩からは、第4表のような化石が報告されている。これらは、FOREMAN(1977)の *A. tylotus* 帯(カンパニアン後期～マストリヒチアン前期)、VISHNEVSKAYA(1986)の *Clathrocyclas diceros* 帯(カンパニアン後期～マストリヒチアン前期)にほぼ対応する。

以上のように金山・上丸両コンプレックスはカンパニアン～マストリヒチアン前期と考えられる。上丸コンプレックスには金山コンプレックスよりもやや古い群集の要素が見られるが、現時点での産出地点数は少なくおよそ両者は同時期の堆積物と考えられる。*C. diceros*を含む群集は常呂帯の湧別層群「豊里層」「旭野層」にも認められている(IWATA & TAJIKA 1986, 岩田, 1988)。これらのことから、空知—エゾ帯の上部エゾ層群～函渕層群と本地域の日高累層群・湧別層群は同時異相の関係にあると考えられる。一方、上丸コンプレックスのメランジェ中のチャート(試料番号A-26b)はバランジニアン～バレミアンを

A-26b

Staurosphaera septemporatus
Acaeniotyle umbilicata
Thanarla conica
Sphaerostylus lanceola
Eucyrtis micropora
Obesacapsula cf. *rotunda*
Sethocapsa sp.
Napora sp.
Paronaella sp.
Archaeospongoprunum sp.

Me-9, Yu-61, Yu-62b
KY-509

Staurosphaera septemporatus
Sphaerostylus lanceola
Thanarla conica
Mirifusus mediodilatatus
Acaeniotyle umbilicata
Eucyrtis micropora
Archaeodictyomitra apiarum
Sethocapsa spp.

第5表 金山コンプレックスのメランジェ・ユニット中のチャート、凝灰質珪質泥岩中の放散虫化石

示す第4表のような放散虫化石が報告されている。「立牛」図幅地域では同じくバランジニアン～バレミアンを示すチャート・ブロックの他に、ジュラ紀後期(オックスフォードアン～キンメリッジアン)の放散虫化石を含むチャートが発見されている。(IWATA & TAJIKA, 1988 in press)。

金山コンプレックスのメランジェ・ユニット中のチャートあるいは凝灰質珪質頁岩中からはバランジニアン～パレミアンを示す放散虫化石が報告されている(第5表)。

IV. 1. 6 地質構造

本図幅地域の日高累層群のコンプレックスはNNE-SWないし、NE-SWの走向で帯状に配列している。

上古丹コンプレックスは、ほぼNNE-SWの走向を示し、西側に20°～90°傾斜した同斜状構造を示す。個々の露頭では、小褶曲や砂泥混在岩のため走向傾斜は一定しないことが多い。観察される限り、堆積構造は西方上位を示すものが多い。南部と北部を画する断層は、大きな変形の程度の差を示して発達する泥岩層の分布から推定されるもので、NE-SWの走向の、北に傾斜する低角断層である。鱗片状泥岩層のへき開面はN45°E～NSの走向、25°～90°N～Wの傾斜を示すものが多い。

上丸コンプレックスはNNE-SWの走向を示す断層によって上古丹コンプレックスと接する。一部は上古丹コンプレックスの分布域に入りこむように分布するが、詳細な構造は不明である。上丸コンプレックスは、小褶曲や小断層による著しい擾乱を示すために詳しい構造は不明であるが、「含礫泥岩」層はほぼNE-SWの走向でNWに35°～80°傾斜する。主部は分布地域中央部でN-SないしE-Wの走向で、W～Nに10°～90°傾斜する場合が多い。「立牛」図幅地域では北西に緩く傾斜するパイルナップ状の構造が推定され(田近ほか, 1987)、メランジェはナップの下底にそって発達するものと考えられる。これらはさらに東方にむかって東傾斜を示す場合が多くなることから、全体としては背斜状構造(アンチクリノリウム)をなしているものと推定される。

金山コンプレックスはNW-SE系の断層により上丸コンプレックスと接する。NNE-SWないしNE-SWの走向を示し、NWあるいはSEへ40°～90°傾斜することが多い。堆積構造から判断すると南東上位を示すものも多く、全体として東方に傾斜する同斜状構造をなすものと考えられる。

IV. 2 湧別層群 (Y u)

高橋ほか(1936)の命名による「湧別層」に相当し、橋本(1958)・長尾(1960)

の再定義による。隣接する「遠軽」「中湧別」両図幅地域に広く分布するものの一部がフミ川および南の沢川に分布する。暗灰色泥岩～砂質泥岩を主とし、一部は細粒～中粒砂岩と薄層理互層をなす。砂岩の一部は弱い膨縮構造を示すことがある。N-SないしNNE-SWの走向を示すことが多い。「中湧別」図幅（長尾、1962）地域の「ボンサル層」あるいは「芭露層」の南方延長部と考えられる。隣接する「遠軽」図幅地域の「ボンサル層」相当の部分からは *Amphipyndax stocki*, *Lithatractus pussillus* 等の放散虫化石が得られる（岩田・田近，未公表）こと、また、遠軽市街東方の湧別層群からは、カンパニアン～マストリヒチアンの群集が報告されていること（IWATA & TAJIMA, 1986；岩田，1988）から本地域の湧別層群もまたそれとおよそ異ならない時代の堆積物と考えられる。

V 新第三系

本地域に分布する新第三系は、下位から花崗岩類、海成堆積岩類よりなる鴻之舞層、陸成の火山噴出物および湖沼性堆積岩類よりなる藻別層・留岡層・社名淵層に区分される。以上の花崗岩類および各層は互いに不整合関係にある。貫入岩類は玄武岩・安山岩・石英安山岩・流紋岩よりなる。

本図幅地域およびその周辺の新第三系の層序については、高橋ほか（1936）、

高橋ほか (1936)	竹内 (1942)	浦島ほか (1953)	通産省 (1969)	本報告
上部・富美層	社名淵層	上部	社名淵層群	社名淵層
中部・社名淵層	社名淵層	中部	上部	中部層
下部・社名淵層	社名淵層群	下部	下部	下部層
モベツ層	八十士層	凝灰岩層	上部層	藻別層
上部・モベツ層	モベツ層	鴻之舞層	鴻之舞層	留岡層
中部・モベツ層	滝ノ上層	真凝灰岩層	中部層	鴻之舞層
下部・モベツ層	モベツ層群	灰色真岩層	舞層	上部層
鴻之舞層群	鴻之舞層群	黑色真岩層	下部層	下部層
上部・鴻之舞層群	上層			
下部・砂金沢層	下層			

第6表 新第三系の研究対比表

竹内 (1942)、浦島ほか (1953)、通産省 (1969) などにより確立・再編されてきた (第 6 表)。これらのうち高橋ほか (1936)・竹内 (1942) は、下位より“鴻之舞層群”・“モベツ層群”・“社名淵層群”と区分し、前二者は漸移整合に重なるとした。浦島ほか (1953)・通産省 (1969) は前述の“鴻之舞層群”・“モベツ層群”を一括して鴻之舞層群と再定義した。すなわち、“鴻之舞層群”と“モベツ層群”は上下関係ではなく、指交関係であることを指摘している。

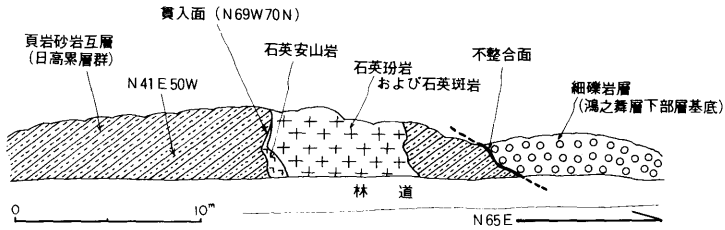
今回の調査では、高橋ほか (1936) による“鴻之舞層群”・“モベツ層群”は指交関係である部分が多いことを確認し、さらに、浦島ほか (1953)・通産省 (1969) による鴻之舞層群上部層の凝灰岩層は下位層に対し、不整合関係であることを見いだした。従って、通産省 (1969) の鴻之舞層群は不整合を境に上下二分されるものであるため、本報告では鴻之舞層群下部層・中部層を鴻之舞層とし、上部層を藻別層と再定義した。

V. 1 花崗岩類

丸瀬布付近には白亜系を貫く花崗岩類よりなる小規模な岩体が多数分布する。大町 (1954) や山田 (1963) は、これらのうち旧北見鉱山付近に分布する各岩体の形態および鉱脈との関係について詳細に検討し、浦島 (1962) はこれを伊奈牛完晶質貫入岩類と呼んだ。これらの岩体は旧北見鉱山付近ではほぼ E-W に近い方向に細長い侵入形態を示し、その傾斜は坑内資料では $60^{\circ}\sim 70^{\circ}$ 南落ちである。また、岩体内の流理構造は N-S 走向で、 $40^{\circ}\sim 60^{\circ}$ S の傾斜を示すことがある (大町, 1954; 山田, 1963)。

この花崗岩類は花崗閃緑岩・花崗玢岩・花崗斑岩・石英玢岩などからなり、岩相変化に富む。花崗閃緑岩岩体は坑内以外に湧別川南方の国道沿いや支沢に分布する。花崗閃緑岩は斜長石 (0.5~2.5mm) が斑状組織を呈し、他に 0.3~0.8mm 大の角閃石・石英斑晶鉱物よりなる。他に、少量の黒雲母・不透明鉱物を含有する。各斑晶鉱物はアルバイトーセリサイトー緑泥石ー方解石などに交代されていることが多い。花崗玢岩・花崗斑岩・石英玢岩は石英・斜長石が斑状組織を呈し、これらの粒間を微小石英や斜長石が充填している。

同質の花崗岩類は藻鱈川左岸支流の白亜系中に幅 8 m に渡り貫入している (第 20 図)。この岩体は花崗玢岩から花崗斑岩まで岩相変化に富み、岩体の縁辺部



第20図 白亜系と新第三紀花崗岩類および鴻之舞層基底との関係(藻鼈川左岸支流)

では幅1 mの石英安山岩が貫入している。この貫入面はほぼN69°W70°Nである。

花崗岩類の貫入時代は各岩体が、白亜系を貫入していること、上位の鴻之舞層基底の礫岩中に同質の花崗岩類が礫として含有されていることから、白亜紀末期以降、鴻之舞層堆積以前と考えられる。柴田・石原(1981)は北部日高帯の花崗岩類の形成年代は17Ma, 36Ma, 43Maに3大別されることを示したが、本図幅地域に分布する花崗岩類は柴田・石原(1981)の17Maの花崗岩類に相当するものと考えられる。

V. 2 ^{こうのまい} 鴻之舞層(K)(再定義)

鴻之舞層は旧鴻之舞鉦山南方の藻鼈川流域を模式地とする。しかし、高橋ほか(1936)により命名された“鴻之舞層群”と“モベツ層群”の下半部、すなわち、通産省(1969)による鴻之舞層群下部層・中部層を鴻之舞層と再定義して使用する。

本層は藻鼈川流域や上古丹川上流域など図幅南西部から北部中央にかけて分布し、下部層・上部層に区分される。下部層は頁岩を主とし、上部層は頁岩・泥岩のほか多数の火山噴出物を介在する。下部層・上部層とも海性の貝化石を産出することから、本地域における新生代最初期の海成層である。

V. 2. 1 下部層(KL・KLc)

下部層は頁岩層を主とし、基底部に砂岩礫岩層を伴う。

〈砂岩礫岩層〉(KLc)

砂岩礫岩層が確認されたのは、上鴻之舞西方支流・松田の沢川および上古丹

川最上流である。

上鴻之舞西方支流では礫岩層が白亜系を不整合におおって分布している（第21図）。礫岩層は淘汰の良い中～細礫岩よりなる。礫種は白亜系から由来した頁岩・砂岩が主体で、少量の石英珩岩・花崗閃緑岩および凝灰岩を含有する。礫の円磨度はいずれも良好である。基質は中粒～粗粒砂岩よりなる。礫は層理に沿って配列しているほか、砂岩層を介在したり、ラミナの発達が認められる。礫岩層は上方にむかって次第に細粒化し、粗粒化し、粗粒砂岩層に移化する。粗粒砂岩層は淡灰色を呈し、淘汰が良く、部分的に数～10cm単位で互層状をなす部分と塊状部とがある。砂岩層は上部で泥岩層を介在することがあり、また一部でやや凝灰質である。礫岩層および砂岩層の全層厚は約35mである。

松田の沢川では層厚約40mに達する中～細礫岩層を主体とし、部分的に砂岩層および頁岩層を介在する。頁岩層からは後述のように植物化石を産する。

上古丹川最上流では本層基底を構成する層厚3mの中～細礫岩層が分布するが、その基質は泥質である。

〈頁岩層〉（KL）

頁岩層は藻鼈川流域やその西方・上古丹川支流および松田の沢川に分布する。頁岩は一般に黒色～暗灰色塊状を呈し、層理面の発達が少ない。旧鴻之舞鉾山付近の藻鼈川河床およびその周辺の支流では、鉍化変質作用を受け、やや硬質になっている部分が多く、ブロック状に割れることが多い。また、凝灰岩の薄層を介在したり、ラミナが認められることがある。

上鴻之舞西方支流においては新鮮な部分では黒色硬質泥岩と黒色頁岩が確認できるが、風化部では全体にチリ割れが発達し、一様に見える。また、頁岩中に2～3mの層厚の円礫岩層を2枚介在しているが、その連続性は乏しい。

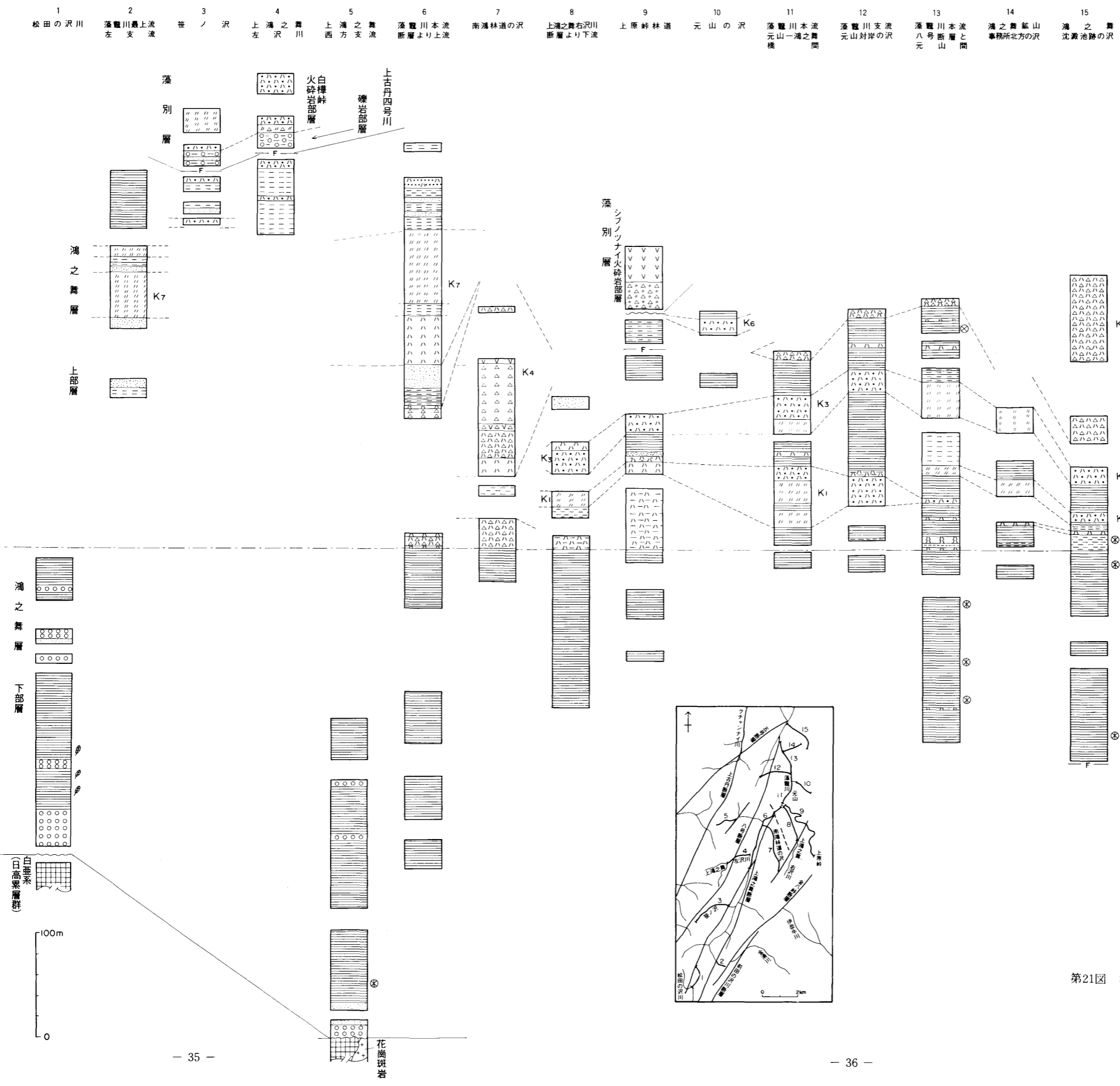
上古丹川上流域では、全体に塊状の黒色頁岩が多く、上古丹断層を境として白亜系と接する。白亜系の日高累層群の硬質泥岩と鴻之舞層の頁岩を比較すると、後者のほうがより黒く、塊状である。

松田の沢川では頁岩層中に細礫岩と砂岩層が繰り返し介在される。

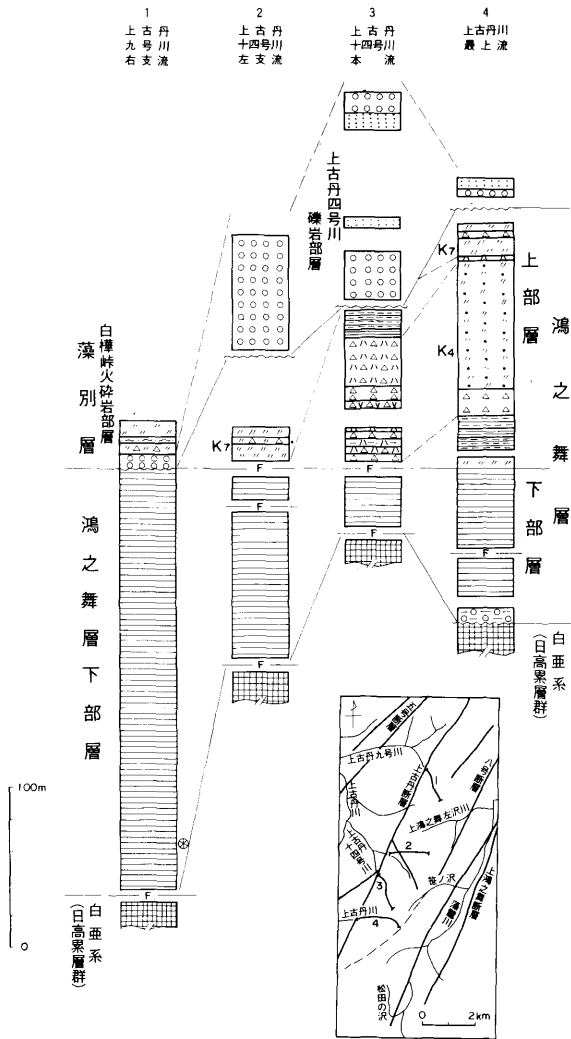
頁岩層の全層厚は100～470mである。

V. 2. 2 上部層（KU・K₁₋₇）

上部層は藻鼈川流域・上古丹川上流域・伊奈牛川上流域・白龍川上流域およ



第21図 鴻之舞層の各個柱状図
(主に藻鷺川流域)



第22図 鴻之舞層の各個柱状図
 (上古丹川流域)
 (凡例は第21図と同じ)

び瀬戸瀬ダム付近に分布する。上部層の主体は泥岩・頁岩・砂岩・凝灰岩の互層より構成され、多数の火山噴出物を介在する。火山噴出物の主なものは、K₁～K₇と呼称する。また、上部層が白亜系を直接不整合におおう地区ではその基底に礫岩砂岩泥岩凝灰岩層を伴う。

上部層は上位の藻層に不整合におおわれるため、上部層の真の層厚は不明であるが、現在認められる層厚は70～480mである。

上部層の主体を構成する泥岩砂岩凝灰岩互層は頁岩・泥岩が卓越する不規則互層で、下部層から漸移的に変化する。頁岩および泥岩は下部層の岩相に比較して凝灰質で、2～30cm単位の層状を呈し、硬軟の程度や粒度・ラミナの発達などがやや明瞭である。一単層では細粒砂岩・淘汰の悪い泥岩・頁岩の繰り返しよりなり、これらの境界部では凝灰質砂岩や細粒凝灰岩の薄層、または、砂質部に細粒の軽石片が点在することがある。

藻層川本流の鴻之舞付近では層状の頁岩層が卓越するが、頻繁に細～粗粒凝灰岩が介在され、下部層との境界付近では泥岩または泥岩砂岩互層が卓越する。

藻層川上流域および左岸支流では泥岩や凝灰質砂岩が卓越する。泥岩は灰～暗灰色を呈し、凝灰質塊状であるが、細粒砂岩層の薄層を介在したり、ラミナの発達が認められる。砂岩は中粒砂を主とし、凝灰岩や泥岩の薄層を介在することもある。この互層部は上原峠北西部にも認められる。

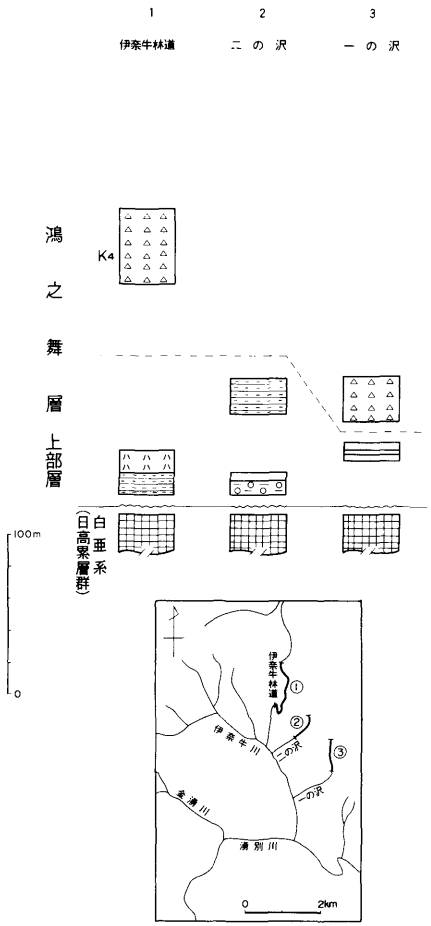
上古丹川上流域では泥岩・頁岩に比して火山噴出物が多いが、上古丹川最上流や上古丹十四号川本流では泥岩砂岩互層が卓越し、頻繁に細～粗粒凝灰岩の薄層を介在する(第22図)。

以下に、礫岩砂岩泥岩凝灰岩層とK₁～K₇の火山噴出物について述べる。なお、それ以外にも、多数の火山噴出物層が介在されるが、それぞれについては地質図および各個柱状図に示した。

〈礫岩砂岩泥岩凝灰岩層〉 (K U c)

礫岩砂岩泥岩凝灰岩層は伊奈牛川支流・金湧川最上流および藻層川最上流域に分布する。

伊奈牛川支流(第23図)の二の沢では下位より中礫岩層・砂岩層・砂岩泥岩互層が重なる。中礫岩層中の礫は径1～10cmの垂角礫よりなり、その礫径は主に下位の日高累層群より由来した頁岩である。砂岩層は凝灰質中粒で、比較



第23図 鴻之舞層の各個柱状図
(伊奈牛川流域)
(凡例は第21図と同じ)

的淘汰が良い。この砂岩層は南側の一の沢で礫岩層や凝灰岩層を介しながら広く分布する。砂岩泥岩層は凝灰質で、層厚5～15cm単位の有律互層で、平行ラミナが発達している。

伊奈牛林道およびその西方の支流では、礫岩層や砂岩層の発達は乏しく、凝灰岩や凝灰質泥岩砂岩互層が分布している。

金湧川上流部では中～細礫岩が、日高累層群の上位に重なっている。礫は亜

角～亜円礫で、頁岩・砂岩・緑色玄武岩質凝灰岩・チャートなどよりなる。基質はやや凝灰質・粘土質である。この礫岩は金八峠付近や藻鼈川最上流域にも分布する。

一方、湧別川左岸・瀬戸瀬ダム上流部とその対岸の国道沿いには本層相当層の礫岩が分布している。その岩相は細円礫岩を主とし、基底部に中円礫岩を伴う。礫岩は塊状で層理やラミナの発達はなく、比較的淘沙が良い。その礫種は主として頁岩や砂岩よりなる。基質は砂岩よりなる。湧別川沿いの礫岩は南部の「丸瀬布」図幅の上支湧別層（野地ほか，1967）に類似し、分布も近接する。

以上の礫岩砂岩泥岩凝灰岩層の層厚は30～75mである。

<K₁>

K₁は藻鼈川本流に模式的に分布し、南は南鴻林道の沢まで連続する。層厚は藻鼈川本流で最大55mに達し、その南および北側で層厚を減じている。

K₁は下位より軽石凝灰岩・泥岩・軽石凝灰岩・細粒凝灰岩の順に重なる。

最下部の軽石凝灰岩は緑色・葉片状の軽石が卓越し、石英安山岩質である。岩片として径1～5cmの頁岩や砂岩および径1～3mmの石質岩片が多数含まれる。基質は長径0.2～1.5mmの斜長石や石英の結晶と繊維状ガラスよりなる。

中部の泥岩は凝灰岩・砂岩の薄層を介しながら漸移的に上部の凝灰岩に移化する。泥岩の層厚は4～5mで、藻鼈川河床の露頭のみ認められた。

上部の凝灰岩は下半分が軽石凝灰岩で、上半分が粗粒凝灰岩である。さらに、上位の泥岩層に移化する部分では泥岩層との互層部を形成するところがある。軽石凝灰岩は石英安山岩質で、最下部の軽石凝灰岩と同様の岩相を呈するが、中礫大の頁岩や砂岩の岩片は含まれない。下半分から上半分への変化は、軽石含有量の減少や層理の発達が良くなることなどが認められる。

この地点から北方および西方へは軽石の含有量が減少し、粗粒～細粒凝灰岩が主体となる。これらの粗粒～細粒凝灰岩は火山ガラスが卓越し、石英や斜長石の結晶を含有し、石英安山岩質である。

<K₂>

K₂は石英安山岩質軽石凝灰岩と粗粒凝灰岩よりなり、旧鴻之舞鉱山沈殿池跡の沢から南方に分布している。その層厚は10～18mである。凝灰岩は緑色・葉片状の軽石を多数含有し、基質は長径0.2～0.5mm大の斜長石と石英と繊維

状の火山ガラスに富む。また、含有岩片はK₁と異なり頁岩に乏しく、石英安山岩・安山岩が多数含有され、その大きさは長径1～3mm大、1部2～3cm大である。

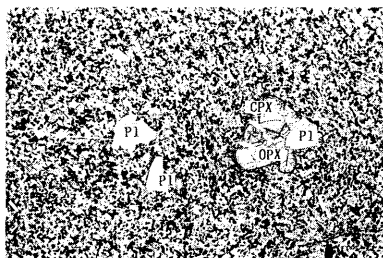
<K₃>

K₃は、本地域で最も分布の広い火山噴出物で、北は旧鴻之舞鉱山沈殿池跡の沢から、南は上鴻之舞右沢川まで連続する。主に、石英安山岩質軽石凝灰岩・火山礫凝灰岩・粗～細粒凝灰岩よりなる。

K₃は結晶片として石英・斜長石のほかアルカリ長石を含有することを特徴とし、まれに黒雲母を産する。これらの結晶片は長径0.2～0.8mmで破片状を示すが、これらのうちアルカリ長石は斜長石やジルコン(長径0.04mm)と集斑晶をなすことがあるが、その形状が破片状であるため、自生結晶か、外来結晶かは不明である。また、岩片は安山岩・石英安山岩を主とし、その他少量の頁岩や砂岩を含有する。火山ガラスは繊維状で、破碎した軽石片とともに産する。南方ではK₃基底に石質岩片に富む火山礫凝灰岩が肯越する傾向にある。

<K₄>

K₄は南鴻林道の沢に分布する安山岩溶岩と同質の火砕岩である。また、上古丹川支流や伊奈牛川支流に分布する安山岩質火砕岩もK₄に属する。安山岩溶岩は灰色自破碎状溶岩(7m)と暗灰色塊状溶岩(4m+)よりなる。前者は安山岩質火砕岩の上位に重なり、ガラス質なブロック状部および塊状部が混在した形態を示す。斑晶鉱物は斜長石(長径0.1～0.4mm)と少量の斜方輝石・単斜輝石(長径0.1～0.3mm)および不透明鉱物(長径0.05mm前後)よりなるが、その含有量は少なく、一見無斑晶質に見える(第24図)。斑晶斜方輝石の周囲には



第24図 鴻之舞層安山岩溶岩(K₄)の顕微鏡写真(南鴻林道)
横幅は3mm、(平行ニコル)
Pl:斜長石、Cpx:単斜輝石、Opx:斜方輝石

単斜輝石の反応縁が認められる。石基はトラキティック組織を示し、褐色ガラス中に斜長石・単斜輝石の微粒結晶（長径0.01～0.02mm）が配列している。全体に新鮮である。

後者の溶岩は斑状組織を呈し、斑晶鉱物として斜長石（長径0.2～2.5mm）・斜方輝石（長径0.2～1.3mm）・単斜輝石（長径0.2～1.5mm）および不透明鉱物（長径0.2～0.5mm）を含有する。石基はピロタキシティック組織を示し、褐色ガラス・斜長石・単斜輝石（長径0.02～0.05mm）に富む。全般に新鮮である（第25図）。



第25図 鴻之舞層安山岩溶岩（K₄）の顕微鏡写真（南鴻林道）
横幅は3mm。（クロスニコール）
Pl：斜長石、Cpx：単斜輝石

安山岩質火砕岩は下位より粗粒凝灰岩・火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩よりなる。粗粒凝灰岩・火山礫凝灰岩は褐色塊状部と層理やラミナが発達する部分とが認められ、いずれもやや結晶質である。凝灰角礫岩は塊状を呈し、径2～10cmのガラス質安山岩の角礫より構成される。基質は火山礫凝灰岩および火山ガラスの細片よりなる。一部に層厚1～2m、延長数mのラバーローブが認められる。また、凝灰角礫岩は上部で安山岩の円礫を含み、最上部では流紋岩や頁岩などの異質円礫を含有することがある。

K₄の火山岩片および溶岩は下部でガラス質安山岩で、上部で斑状安山岩である。伊奈牛川支流および白龍川上流に分布するK₄は安山岩質凝灰角礫岩・火山角礫岩を主とし、ラバーローブや塊状溶岩を含む。凝灰角礫岩・火山角礫岩は長径5～60cmの角礫～垂円礫状の安山岩岩片よりなる。基質は安山岩の細片よりなるが、部分的に変質して粘土質になっている。凝灰角礫岩は基底部で粗粒凝灰岩や火山礫凝灰岩の薄層を介在することがある。伊奈牛林道に認められ

るラバーロープおよび火山角礫岩を構成する安山岩はハイアロピリティック組織を呈し、斑晶鉱物は長径0.1～0.7mm大の斜長石・単斜輝石・斜方輝石・不透明鉱物であるが、その含有量は少ない。石基は火山ガラスがほとんどで少量の斜長石のラスを含有する。火山ガラスの40～50%は粘土鉱物に交代されている。伊奈牛川最上流部や白龍川上流部に認められる安山岩質火山角礫岩や溶岩を構成する安山岩は斜長石斑晶がめだち、斑状組織を呈する。斑晶鉱物は斜長石（長径0.5～5mm）・単斜輝石（長径0.1～0.5mm）・斜方輝石（長径0.1～0.3mm）・不透明鉱物よりなり、石基は褐色ガラスを主とし、マイクロライトと微粒の不透明鉱物が含有される。このように、この地区でも下半部はガラス質安山岩より、上半部は斑状安山岩よりなる。

上古丹川支流では安山岩質凝灰角礫岩・軽石まじり火山凝灰岩・粗粒凝灰岩よりなる。これらの安山岩はいずれもガラス質安山岩で、斑晶鉱物に乏しい。

一方、湧別川瀬戸瀨ダム付近に本層の延長部と考えられる安山岩質凝灰角礫岩・火山角礫岩が分布する。ダム下流側では急冷周縁相を有する角礫（径5～100cm）とその基質が火山ガラス細片よりなるハイアロクラスタイトが分布する。ハイアロクラスタイトの上位には社名淵層の礫岩・砂岩が重なる。

以上の安山岩溶岩および火砕岩は急冷周縁相を有し、また、級化層理や礫の配列、または円礫の介在などが認められることから、その堆積環境は水中であったものと考えられる。

K₄の層厚は地区により急変するが、南鴻林道の沢で190m+、伊奈牛川上流で最大100m+、上古丹川支流で最大100mである。

〈K₅〉

K₅は旧鴻之舞鉱山沈殿池跡の沢の上流部やその北方および八号断層西側に広く分布する。K₅は安山岩質火山礫凝灰岩・軽石質粗粒凝灰岩よりなる。火山礫凝灰岩は一般に褐色～褐灰色を呈し、安山岩岩片を主とし、ほかに石英安山岩・頁岩・砂岩を含有する。基質は火山ガラスを主とし、長径0.4～1.5mm大の斜長石・石英と少量の輝石よりなる。火山ガラスは全般にスメクタイトに交付されている。藻鱈川本流では安山岩質火山礫凝灰岩中に凝灰角礫岩や軽石凝灰岩および粗粒凝灰岩が介在される。軽石は葉片状を呈し、層理方向に配列している。クチャンナイ川でも同様の岩相を呈するが、変質が著しく部分的に原岩の

組織が不明のところがある。

K₅の層厚は150m+である。

<K₆>

K₆は元山の沢およびその周辺の林道に認められ、ほぼ南北に連続分布する。K₆は淡灰色～白色の石英安山岩質粗粒凝灰岩よりなる。塊状を呈し、石英がめだつことが特徴である。元山の沢では12～13mの層厚を有する。

<K₇>

K₇は藻鼈川本流と上鴻之舞左沢川との合流点付近に分布する石英安山岩質軽石凝灰岩・粗～細粒凝灰岩をいう。本層はK₄の上位に位置することからK₆に相当する可能性があるが、K₆とは分布も離れており、その関係は不明であるので、一応K₇として取り扱う。また、藻鼈川最上流左支流にもK₇と同様の岩相の軽石凝灰岩が分布する。K₇の層厚は藻鼈川本流では120m程度である。

一方、上古丹川最上流と上古丹十四号川左支流には、層厚6～7mの石英安山岩質軽石凝灰岩が2ヶ所に別れて分布する。凝灰岩は淡緑色葉片状の軽石により構成され、部分的に基質が粗粒凝灰岩より構成される。また、火山礫が卓越する部分では頁岩・砂岩などの異質角礫や円礫が多数含有される。これらの凝灰岩はK₄の上位に位置し、岩相上もK₇に相当するものと考えられる。

V. 2. 3 層序関係

鴻之舞層は本図幅地域の新第三系最下位の地層である。白亜紀堆積岩類（日高累層群）を不整合におおっている。また、前述の花崗岩類との直接の関係は不明であるが、本層基底の礫岩中から花崗岩類の礫が認められることから、不整合関係と判断される。なお、藻鼈川以西や松田の沢川では下部層が下位を不整合におおうのに対して、伊奈牛川流域では上部層が白亜系を不整合におおう。下部層と白亜系の不整合関係を直接観察できるのは上鴻之舞西方支流と上古丹川最上流部である。

V. 2. 4 産出化石と時代

鴻之舞層は放散虫化石・植物化石および動物化石を産する。

Thecosphaera miocenica, *Cyrtocapsella japonica*, *Plectopyravnis* sp. などの放散虫化石が下部層および上部層から産出し、これらのうち11～13M aの生存期間を示すとされる *Cyrtocapsella japonica* (JAHNSON & WICK, 1982) は下部層

頁岩中から産出した。

植物化石は松田の沢川の下部層基底部から *Salix* sp., *Taxoclium* sp., が産出した。また、鈴木（1967）は鴻之舞層上部から *Fagus antipofi*, *Glyptostrobus europaeus*, *Metasequoia occidentalis*, *Zelkova ungeri*, *Castanea miomollissima* などを報告し、このうち *Fagus antipofi* は西南北海道の中新世前～中期の台島型植物群・阿仁合型植物群において顕著な種であることを指摘した。

大型動物化石は *Macoma* sp., *Teredo* sp., *Chlamys* cf. *swiftii*, *Portlandia*-sp., *Natica?* sp., *Dentalium* sp., *Lucina acutilineata*, *Propeamussium* sp., *Periploma* sp., などを産出する（竹内, 1942; 岡田, 1954; 通産省, 1969）。その他、小魚の歯の化石や魚鱗化石が認められる。

以上の産出化石のうち放散虫化石から鴻之舞層下部層の堆積時代は中期中新世中頃（11～13Ma）と考えられる。また、興水・金（1986）は鴻之舞層中の凝灰角礫岩のフィッシュトラック年代が上記の放散虫化石の年代よりやや古い13.8Maとしている。

V. 3 藻別層（M）（再定義）

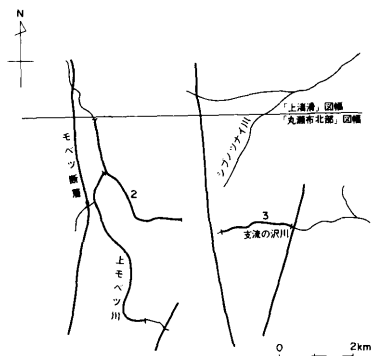
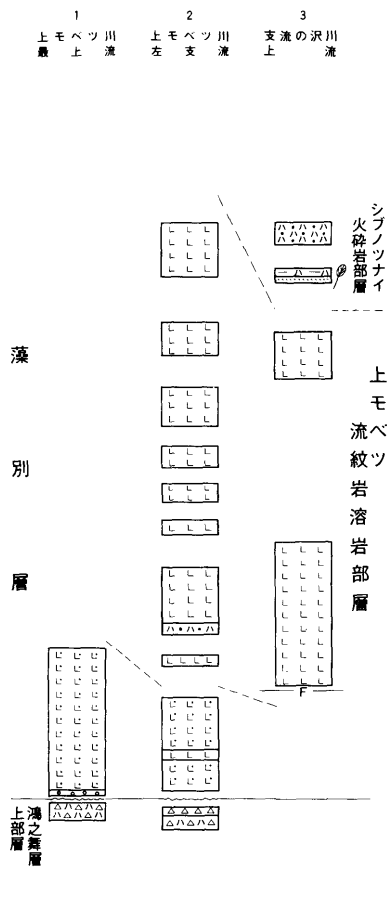
前述のように鴻之舞層の再定義により、通産省（1969）の鴻之舞層上部層を藻別層と呼ぶ。なお、高橋ほか（1936）・竹内（1942）の“モベツ層群”には本報告の鴻之舞層が多く含まれていることから、藻別層として再定義する。

藻別層の模式地は上モベツ川上流およびその支流である。

本層は本図幅地域北東部の上モベツ川から富美にかけての地域と北西部の白樺峠周辺、西部地区の藻鱈川と上古丹川に挟まれた稜線地域および若咲内地域に分布する。

本図幅地域北東部では流紋岩溶岩・石英安山岩溶岩を主とするが、他の地区では陸上で噴火・堆積した酸性火砕岩類よりなる。今回の調査で下位の鴻之舞層と大規模な不整合関係であり、かつ、この不整合を境にその堆積環境が海域から陸域へ急変したことは、本地域における中期中新世の造構史を考える上で最も重要な事実である。

本層を岩相とその分布から、上モベツ流紋岩溶岩部層・富美石英安山岩部層



- 泥岩・シルト岩
- 頁岩
- 砂岩 泥岩 互層
- 泥岩 凝灰岩 互層
- 砂岩
- 礫岩
- 安山岩 質火山礫凝灰岩
- 安山岩 質凝灰角礫岩・火山角礫岩
- 石英安山岩質～流紋岩 質軽石凝灰岩
- 石英安山岩質～流紋岩 質凝灰角礫岩・火山角礫岩
- 石英安山岩質～流紋岩 質細粒～粗粒凝灰岩
- 石英安山岩質～流紋岩 質溶結凝灰岩
- 黒曜石・真珠岩 溶岩
- 流紋岩 溶岩
- 石英安山岩 溶岩
- 白亜系 (日高累層群)
- 断層
- 植物化石

第26図 藻別層の各個柱状図 (上モベツ川および支流の沢川)

・シブノツナイ火砕岩部層・上古丹四号川礫岩部層および白樺峠火砕岩部層に区分した。

V. 3. 1 上モベツ流紋岩溶岩部層 (Mr, Mp, Md)

上モベツ川上流域には黒曜石・真珠岩・流紋岩の各溶岩が広く分布する。これらの溶岩類は上原峠^{うきはら}北方にまで広がっている。また、富美西方の支流の沢川にも分布する(第26図)。

上モベツ川上流域では基底部に層厚3m前後の礫岩層を伴い、その上位に黒曜石および真珠岩溶岩が重なる。基底部の礫岩は細礫岩と凝灰質粗粒砂岩の互層よりなる。礫は円礫を主とし、その礫種は真岩・砂岩・凝灰岩など多種類である。

黒曜石・真珠岩は黒色～暗灰色を呈し、黒雲母がよくめだつ。新鮮な部分では黒色の黒曜石が多いが、灰色に近い部分では真珠岩構造を有し、水和層の発達が認められる。これらの溶岩は塊状を呈する部分や発泡孔や流理構造の発達した部分が認められる。流理構造が発達する部分では真珠岩と流紋岩や石英安山岩の数mm～数cm単位の互層部が認められる。黒曜石は鏡下では斑状構造を呈し、斑晶鉱物は主として石英(長径0.2～1.5mm)・斜長石(長径0.2～0.7mm)・黒雲母(長径0.2～0.4mm)よりなり、稀に赤褐色角閃石やアノーソクレースが認められる(第27図)。石基は火山ガラスを主とし、晶子を多く含有する。また、部分的に認められる石英安山岩は斜長石(長径0.3～2.5mm)と石英(長径0.2～0.4mm)を斑晶として含有し、石基は変質した火山ガラス・斜長石・輝石よりなる。これら黒曜石溶岩の上位には変質した球顆流紋岩や塊状の流紋岩



第27図 藻別層黒曜石の顕微鏡写真
(上モベツ川上流)
横幅は3mm(平行ニコル)
Bi: 黒雲母、Q: 石英、
Pl: 斜長石

が重なる。

上モベツ川東方支流では下位より真珠岩溶岩・流紋岩溶岩が重なる。真珠岩溶岩は流理構造や真珠岩構造の発達著しいが、上モベツ川や本流部と異なり、斑晶鉱物を全く含有しない。上記の流紋岩溶岩は下部で黒雲母斑晶（直径0.2～0.7mm）がめだち、流理構造が発達している。斑晶鉱物は他に石英（長径0.2～2.0mm）・斜長石（長径0.2～2.0mm）よりなり、稀に赤褐色角閃石を含有する。また、石基は全般に変質していることが多い。上部では変質した球顆流紋岩や流理の発達した流紋岩溶岩が多い。支流の沢川では流紋岩溶岩のみが分布する。

これらの溶岩類は全層厚350mに達するが、各フローユニットの細分は困難である。しかし、上モベツ川上流および支流では黒曜石・真珠岩中に数mの流紋岩・石英安山岩溶岩が介在したり、黒雲母・角閃石凝灰岩の局所的な介在があるなど、溶岩流の流出は繰り返し行われたものと考えられる。

V. 3. 2 富美石英安山岩部層 (MFd・Mft)

本部層はフミ川中流域のフミ川と支流の沢川の合流点付近に分布する。主に、石英安山岩溶岩と同質の火山角礫岩・凝灰角礫岩よりなる。溶岩は塊状であるが、部分的に自破碎化し、末端部では弱い流理構造が認められる。全般に新鮮で、暗灰色を呈することが多いが、風化部や弱い熱水変質作用を受けた部分では、淡褐色または緑色を呈している。火山角礫岩・凝灰角礫岩はいずれも礫径2～60cmの角礫より構成され、礫のほとんどが溶岩と同質の石英安山岩よりなる。堆積構造は全く認められないが、各火山岩類の重なりから下位より溶岩・火山角礫岩および凝灰角礫岩・溶岩の順に重なっている。これらの上位にはシブノツナイ火砕岩部層の軽石凝灰岩や粗粒凝灰岩や社名淵層が重なる。また、本部層の下限は断層関係で白亜系と接するため不明であるが、富美北方に分布するシブノツナイ火砕岩部層および流紋岩溶岩との位置関係から本部層は藻別層の基底部をなすものと考えられる。本部層中の溶岩および石英安山岩は斑状構造を呈し、斑晶鉱物として石英（長径0.2～2.5mm）・斜長石（長径0.2～2.0mm）・単斜輝石（長径0.2～1.0mm）・斜方輝石（長径0.2～1.5mm）を主とし、稀に黒雲母（長径0.2mm）を産する。石基は一般にガラス質で斜長石と輝石を少量含有する（第28図）。また、斑晶として部分的に緑色角閃石・斜方輝石・単斜輝石・斜長石より構成される部分があるが、この部分では石基に緑色角



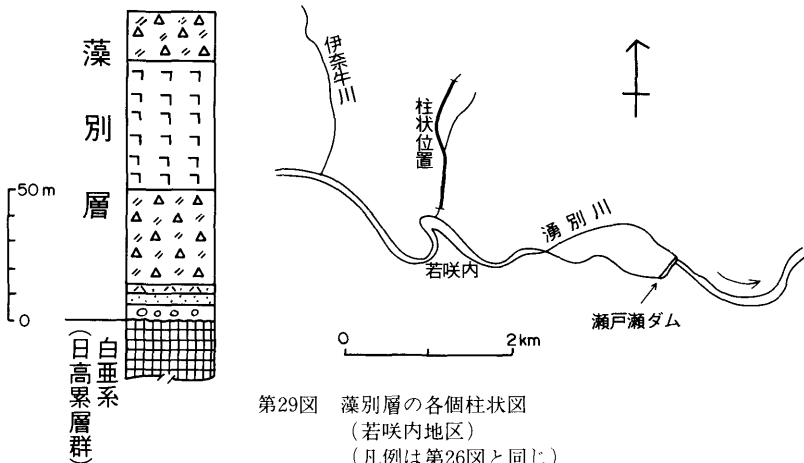
第28図 藻別層富美石英安山岩の顕微鏡写真（フミ川）横幅は3mm
C p x : 単斜輝石、P 1 : 斜長石、Q : 石英

閃石（長径0.1~0.2mm）を含有する。本層の層厚は120m以上である。

V. 3. 3 シブノツナイ火砕岩部層（M t）

本部層は「上渚滑」図幅内のシブノツナイ川流域に模式的に分布し、その南方延長部として本図幅北西部に分布する。富美西部および手ぬぐい山北方では富美石英安山岩部層をおおって分布し、主に流紋岩質～石英安山岩質軽石凝灰岩・粗粒凝灰岩よりなる。一般に塊状で淡緑色を呈し、やや粘土化変質を受けている。

シブノツナイ川最上流および支流の沢川上流部では流紋岩溶岩の上位に重なり、軽石凝灰岩・粗粒凝灰岩・火山礫凝灰岩よりなる。また、部分的に砂岩やシルト岩を介在し、植物化石の破片を含有する。この部分では層理やラミナが

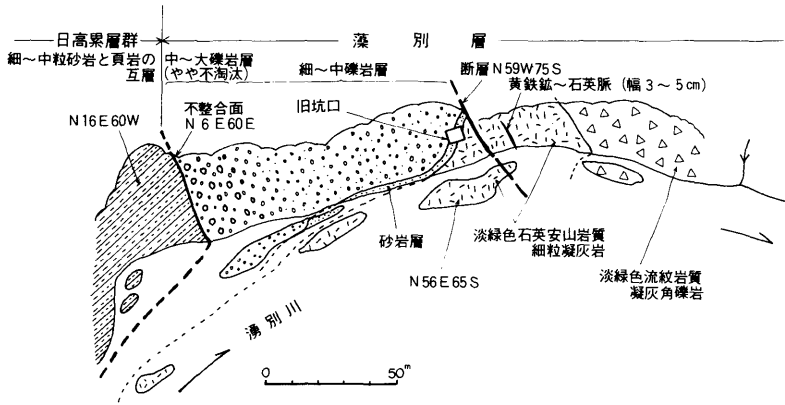


第29図 藻別層の各個柱状図
（若咲内地区）
（凡例は第26図と同じ）

観察される。

上原峠では流紋岩溶岩の下位に分布し、主に流紋岩質凝灰角礫岩よりなる。この地区では珪化変質作用を受けている。

一方、本図幅地域南部の若咲内地区では白亜系を不整合におおって分布する（浦島・庄谷，1964）。本地区では下位より礫岩・砂岩・凝灰岩・凝灰角礫岩・溶岩・凝灰角礫岩～火山角礫岩が重なる（第29図）。その岩質は石英安山岩質である。

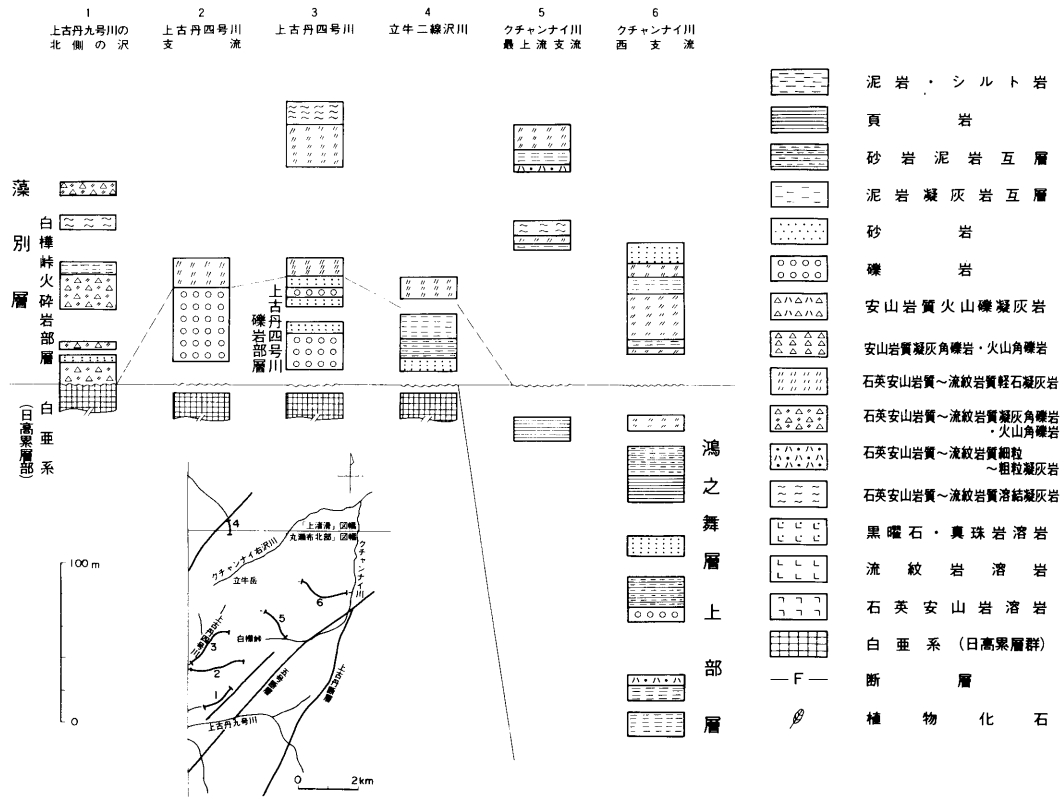


第30図 藻別層基底の不整合露頭のスケッチ
（湧別川若咲内地区）

基底部は第30図に示したように中～細礫からなる円礫岩層が白亜系を不整合におおっている。礫は最下部ではやや不淘汰で、その基質は砂岩よりなる。礫岩の上部では粗粒砂岩に移化し、その上位には細粒凝灰岩～粗粒凝灰岩および凝灰角礫岩が重なる。

上記の火砕岩層はいずれも熱水変質作用を受け、白色～淡緑色を呈する。火砕岩中の石英安山岩礫は鏡下では斑状組織を呈し、斑晶鉱物は斜長石（長径0.2～2.5mm）・単斜輝石（長径0.2～0.8mm）・斜方輝石（長径0.2～0.9mm）と少量の不透明鉱物よりなる。斜長石斑晶は変質作用から免れていることが多いが、有色鉱物はいずれも緑泥石に変質し、その形態から部分的に判断されるに過ぎ

第31区 藻別層の各個柱状図 (白樺峠周辺)
(凡例は第26区と同じ)



ない。石基はガラスに乏しく、斜長石・斜方輝石・単斜輝石が多い。本層の層厚は150m以上である。

V. 3. 4 上古丹四号川礫岩部層 (Mc)

本部層は上古丹四号川中流域に模式的に分布する。この他、本図幅地域北西部の藻別層基底部および上古丹十四号川最上流部・上古丹川最上流部に分布する(第31図)。

上古丹四号川では中～大礫岩層を主として、部分的に粗粒砂岩層・細礫岩層を介在する。礫は白亜系から由来した砂岩・泥岩を主とし、いずれも円礫よりなる。淘汰は不良で、層理は認められない。

上古丹四号川支流では細～中礫を主とする礫岩が広く分布し、その特徴は亜角～角礫よりなること、また、基質に乏しく部分的に白亜系の破砕部との区別がつかない部分があることである。これらの不淘汰な礫岩層中には細礫岩層および粗～極粗粒砂岩層を介在することがある。礫は白亜系から由来した頁岩・砂岩よりなる。

本部層は北部の立牛二線沢川最上流部では礫岩層を伴わず、中粒砂岩と砂岩泥岩互層および泥岩シルト岩よりなる。

以上の層厚は最大50～60mである。

なお、上古丹川最上流部・上古丹十四号川およびその支流では主に細礫岩および粗粒砂岩よりなる。全体に塊状を呈するが、上方にむかってラミナが発達する部分が認められる。礫は白亜系の砂岩・頁岩を主とし、いずれも円礫よりなる。礫岩中には酸性凝灰岩の薄層を介在することがある。また、部分的に粗粒砂岩を介在する。層厚は20～130mである。

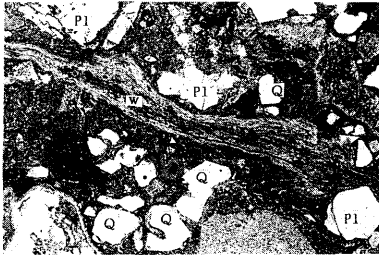
V. 3. 5 白樺峠火砕岩部層 (Mw)

本部層は本図幅地域北西部の立牛岳周辺および西部の上古丹川上流域に分布する。模式的に発達する白樺峠付近では石英安山岩質、一部流紋岩質溶結凝灰岩および軽石凝灰岩よりなり、全般に塊状を呈する。

クチャンナイ川西方支流では軽石凝灰岩を主とし、部分的に溶結凝灰岩・砂岩・シルト岩を介在する。クチャンナイ右沢川上流部では軽石凝灰岩・溶結凝灰岩よりなり、軽石凝灰岩中には白亜系から由来した円礫を多数含有し、部分的に見礫岩状を呈する部分がある。

立牛二線沢川最上流部では軽石凝灰岩・凝灰角礫岩を主とし、部分的に溶結凝灰岩を介在する。

上記の溶結凝灰岩は上古丹九号川北支流から白樺峠およびその北方の立牛二線沢川にかけて溶結構造が強く、その東方のクチャンナイ川西支流でやや弱い傾向がある。その層厚も同様の傾向にある。本質レンズはガラスを主とし、少量の斜長石を含むものの全般的に斑晶鉱物に乏しい。基質には石英(長径0.2~1.5mm)・斜長石(長径0.2~1.2mm)に富む(第32図)。本質レンズの溶結度が強い場合には本質レンズは石英に富むことがあるが、それ以外の場合は石英を含まないことが多いことから、石英は周辺部からの捕獲結晶と考えられる。



第32図 白樺峠火砕岩部層中の溶結凝灰岩の顕微鏡写真。
横幅は3mm。(平行ニコル)
W: 本質レンズ、P1: 斜長石、Q: 石英(平行ニコル)

軽石凝灰岩のうち異質岩片に乏しい部分では軽石とこれを埋める基質中の繊維状ガラスと石英(長径0.2~0.5mm)および少量の斜長石(長径0.2mm)よりなる。

本地区での露出の状態から、溶結凝灰岩・軽石凝灰岩のフローユニットについて野外で細分することは困難である。また、上記の含有鉱物および異質岩片の状態の検討から、本地区の火砕岩は、周辺から岩片を取り込む量に乏しい状態で噴火・流下した部分と異質岩片の取り込み量の多い部分とが認められる。

白樺峠付近での本部層の層厚はほぼ60~130mと算定される。

一方、上古丹川最上流から笹ノ沢にかけて分布する本部層は、石英安山岩質、一部流紋岩質軽石凝灰岩・火山礫凝灰岩・粗~細粒凝灰岩よりなる。これらの火砕岩類はいずれも異質岩片に富み、細粒部では再堆積したと考えられる部分が認められる。

V. 3. 6 層序関係

藻別層は白亜系および鴻之舞層を不整合におおう。白亜系を不整合におおうのは本図幅地域北西部の白樺峠西部および北西部と図幅南部の若咲内地区（第30図）である。鴻之舞層下部層を不整合におおうのは、上古丹九号川上流および藻籠川上鴻之舞西方支流である。鴻之舞層上部を不整合におおうのは、クチャンナイ川流域・上古丹川最上流・笹ノ沢および上原峠付近である。

V. 3. 7 産出化石と時代

本図幅地域北東部のシブノツナイ火砕岩部層上部の凝灰質砂岩・シルト岩から植物化石が発見された。しかし、破片であるため鑑定に耐えない。

本層は陸成層であるため化石による時代決定は困難であるが、層位関係から中期中新世の鴻之舞層を不整合におおい、後述の後期中新世の社名淵層により不整合におおわれることから本層の堆積時代は中新世の中期と後期の境界付近と考えられる。

なお、興水・金（1987）は本図幅地域内から採取した流紋岩のフィッシュントラック年代が12.0Maと報告している。これは本報告の藻別層に相当する可能性がある。

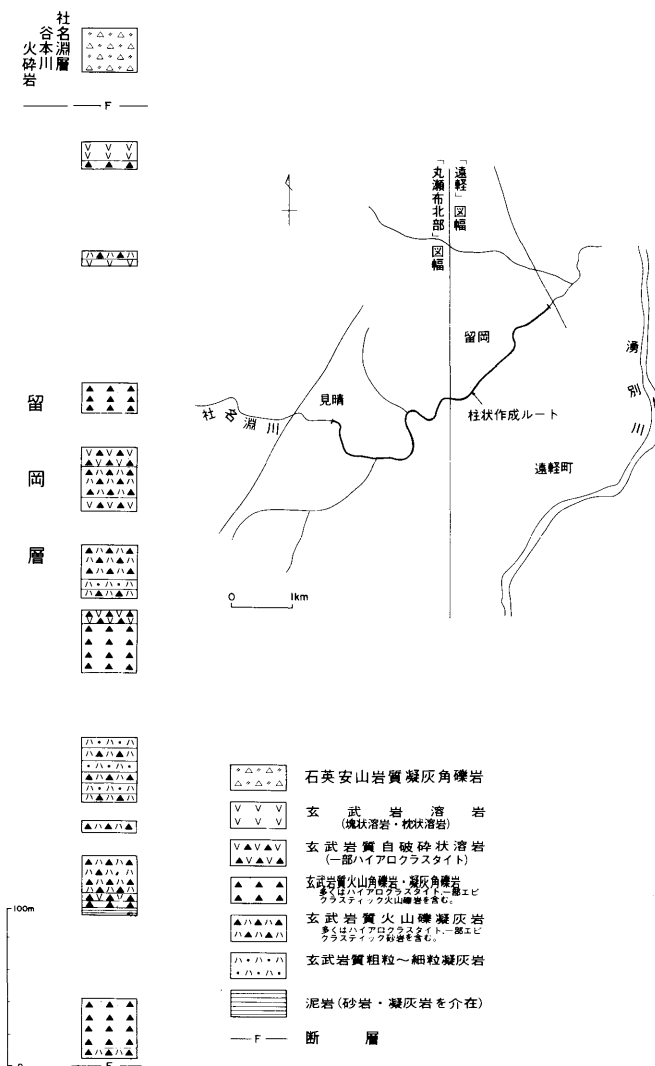
V. 4 ^{とめおか}留岡層（Tt・Tb・Tm）

留岡層は本図幅地域東縁部から東隣の「遠軽」図幅地域にかけて分布する玄武岩質火砕岩層について命名した。

本層は社名淵川下流の見晴から留岡にかけて模式的に分布する。下位より玄武岩質火砕岩層・泥岩層・玄武岩質火砕岩層よりなる（第33図）。このうち本図幅では泥岩層と上位の玄武岩質火砕岩層が分布するので、これについて述べる。

泥岩層は留岡から北部の開盛・南の沢川にかけて分布する。留岡では泥岩中に砂岩層や凝灰岩層が介在し、ラミナや層理の発達が良い。また、砂岩は全般に淘汰不良で、白亜系に由来する頁岩や砂岩、さらに玄武岩の礫を多数含有する。開盛および南の沢川ではやや硬質の泥岩が分布する。

上部の玄武岩質火砕岩層では火山角礫岩・凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩・粗～細粒凝灰岩よりなる。溶岩は見晴付近では塊状部が多いが、その他の地区では自破砕状を呈するか、または長径20～50cm大のピローを含む。これらの溶岩は



第33図 留岡層の各個柱状図(社名淵川下流域)

変質し、赤褐色を呈することが多く、多孔質である。塊状部および自破碎状部では一部弱い流理構造が認められるところがある。

火山角礫岩・凝灰角礫岩は塊状を呈し、主として径1～10cmの玄武岩の角礫より構成され、基質は玄武岩質火山ガラス細片よりなる。異質岩片はほとんど含まれず、火山ガラスおよび角礫周辺部のガラス質部の形態から、これらの火砕岩はハイアロクラスタイトと判断される。また、留岡西部ではこれら凝灰角礫岩中に円礫を含有する部分が認められ、この部分では層理が発達すること異質礫を含有すること、基質が火山礫サイズの円礫を含む玄武岩礫からなることから、エピクラスティック火山角礫岩と考えられる。

火山礫凝灰岩は凝灰角礫岩中に頻繁に介在されるほか、留岡層中に最も多い岩相である。火山礫は玄武岩を主とし、スコリアを多く含有する。凝灰角礫岩と同様にハイアロクラスタイトの部分とエピクラスタイトの部分とが認められる。

粗～細粒凝灰岩は層理の発達が良く、一部スコリア凝灰岩を介在する。また、凝灰質砂岩（エピクラスティック砂岩）を介在することも多い。

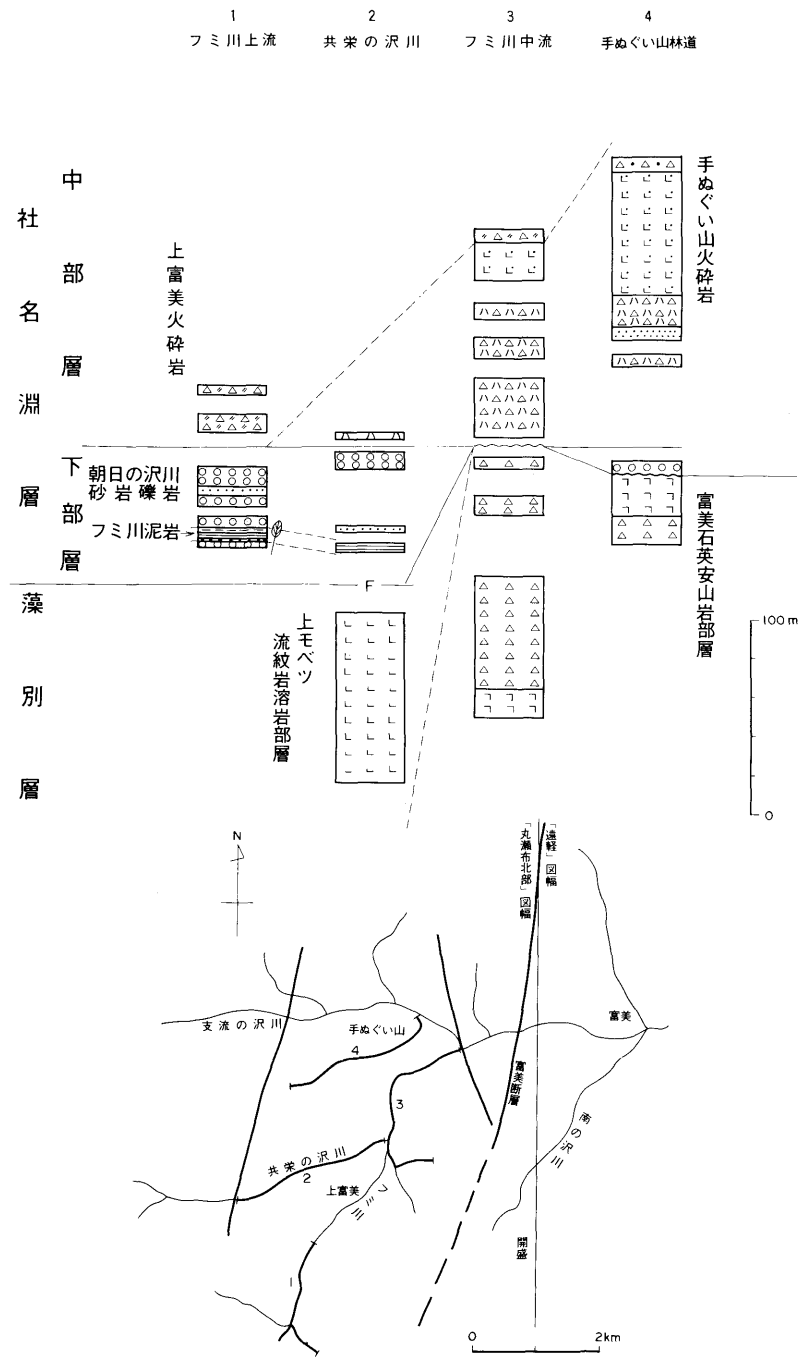
鏡下では玄武岩はかんらん石斑晶に富む斑状組織を呈する。かんらん石斑晶は長径0.2～1.3mmで、多くは新鮮であるが、一部はイデイングサイト化している。石基はインターサタル組織を呈し、かんらん石・単斜輝石・斜長石・不透明鉱物からなる。ガラスの量は少ないが、ガラスがサポナイトに交代されていることが多い。本層の層厚は580m以上である。

〔層位関係および対比〕 本層は「遠軽」図幅地域で、白亜系を不整合におおひ、社名淵層により不整合におおわれている。鴻之舞層・藻別層との直接の関係は不明である。本層が海成層である証拠はなく、最上部では陸域で堆積したと判断されること、玄武岩質の火山活動であること、また、南の沢川北方の藻別層と近接する関係から、本層は藻別層相当層、または、その上位層と考えられる。

〔化石〕 発見されていない。

V. 5 ^{しゃなぶち}社名淵層（S）（再定義）

社名淵層は高橋ほか(1936)により“社名淵層群”として定義され、竹内(1942)



- 石英安山岩質 (一部流紋岩質)
細粒~粗粒凝灰岩
- 石英安山岩質 (一部流紋岩質)
軽石凝灰岩
- 石英安山岩質 (一部流紋岩質)
凝灰角礫岩
- 石英安山岩質火山角礫岩
- 石英安山岩溶岩
- 流紋岩質凝灰角礫岩~火山角礫岩
- 流紋岩溶岩
- 真珠岩質火山礫凝灰岩
- 真珠岩質凝灰角礫岩
- 真珠岩溶岩
- 安山岩質火山礫凝灰岩
(ハイアロクラスタイトを含む)
- 安山岩質凝灰角礫岩
(ハイアロクラスタイトを含む)
- 安山岩溶岩
- 玄武岩質凝灰角礫岩~火山礫凝灰岩
(ハイアロクラスタイトを含む)
- 玄武岩溶岩
(塊状溶岩・自破碎状溶岩・枕状溶岩など)
- 砂岩
- 砂岩泥岩互層
- 泥岩
- 礫まじり砂岩
- 礫岩
- 植物化石

第34図 社名淵層の各個柱状図 (フミ川流域)

・浦島ほか（1953）・通産省（1969）などにより踏襲されてきた。本報告では鴻之舞層・藻別層と同様に層群から累層と変更する。なお、社名淵層の細分については従来と層位上異なる点が多く、新たに下部層・中部層・上部層に細分し、さらに各部層中の岩相毎に命名した。社名淵層の模式地は遠軽町社名淵川流域である。以下に各部層・岩相毎に述べる。

V. 5. 1 下部層

下部層はその主体をなす朝日の沢川砂岩礫岩層とこれに介在されるフミ川泥岩からなり、主に水中（湖沼）で堆積した堆積物である。

〈朝日の沢川砂岩礫岩層〉（SAc）

本層は社名淵川上流域の河床や北側山腹斜面に模式的に分布する。礫岩は全般に円磨度の良い、細～中礫岩層よりなる。礫の淘汰は良く、塊状を呈する部分では堆積構造が認められないことが多い。礫は白亜系から由来した頁岩・泥岩、鴻之舞層や藻別層から由来した安山岩・凝灰岩・玄武岩・真珠岩・黒曜石・流紋岩などで、いずれも変質した礫が多い。礫岩は基質に乏しい場合が多いが、中礫岩では長径0.5～1.0mm大の発泡した軽石が礫間を充填していることがある。また、細礫岩から粗粒砂岩では軽石（長径0.5mm大）と凝灰質中～細粒砂が粒間を充填している。細礫岩より粒径が小さくなると斜交ラミナ・平行ラミナの発達認められ、部分的に礫岩中に粗～中粒砂岩層が介在されることがある。礫岩は全般にルーズで、くずれ易いが、朝日の沢川では部分的に粒間にメノウの生成などにより膠結している部分が認められる。

社名淵川北部から上富美にかけては、社名淵川流域と同様の礫岩が分布している（第34図）。上富美地区では細礫岩および粗粒砂岩が多く分布し、社名淵川流域と異なり塊状を呈する部分は少なく、斜交ラミナの発達がよい。また、礫種も藻別層起源の流紋岩・石英安山岩・凝灰岩が多い。粗～極粗粒砂岩は斜交ラミナ・平行ラミナの発達が良く、基質は全般に凝灰質で、ルーズである。

なお、上富美南東部に分布する本層のうち、後述のフミ川泥岩と谷本川火砕岩にはさまれた部分では他の地区とやや岩相の異なる礫岩が分布する。その岩相は中礫岩を主とし、やや淘汰の悪い亜円～亜角礫よりなる。礫は流紋岩・安山岩・凝灰岩が多いが、一部に角礫からなる火山岩片に富む部分が認められる。堆積構造は全体に認められないが、一部に弱い平行ラミナが発達する。これら

のやや淘汰不良の礫岩の上位には細～中礫岩層が重なり、粗粒砂岩層と一部で互層状を呈し、斜交ラミナが発達する。

白龍川下流では本層基底部の中礫～大礫岩が観察される。礫種は流紋岩・安山岩を主とする。礫は全体に垂角～角礫で不淘汰である。

朝日の沢川砂岩礫岩中には後述するようにフミ川泥岩を介在するが、他に泥岩・シルト岩・砂岩などからなる数cm単位の薄層が介在される。これらの泥岩中には多数の植物化石が産出する。

朝日の沢川砂岩礫岩はフミ川泥岩を含めて最大200mの層厚がある。

〈フミ川泥岩〉 (SFm)

フミ川泥岩はフミ川上流の上富美地区河床で模式的に分布する。フミ川河床では細礫岩層の上位にシルト岩と砂岩の細互層 (1.5～2.5 m)、泥岩およびシルト岩 (2～4 m)、シルト岩と砂岩の細互層 (3～7 m) が重なる。

下部のシルト岩と砂岩の細互層は平行ラミナの発達するシルト岩中に数mm～数cm単位の中粒砂岩の薄層が介在し、砂岩およびシルト岩中の淘汰は不良である。また、基底部には部分的にラミナの発達した中粒砂岩が主体の部分がある。砂岩中には植物化石の細片が多く含有されている。

下部のシルト岩と砂岩の細互層はフミ川西方林道沿いでは、シルト岩と細粒砂岩および細粒凝灰岩の細互層からなる。

中部の泥岩およびシルト岩は塊状の泥岩と平行ラミナの発達したシルト岩の不規則互層からなる。泥岩・シルト岩は側方への岩相変化が顕著で、泥岩と細～中粒砂岩の互層部 (10～30cm) が発達する部分が認められる。この部分では一単層が2～5 cmの層厚をなし、下位より砂岩層が粗粒から細粒へ級化構造をなし、最上部でシルト岩が重なる。この岩相を呈する部分では後述のように植物化石に富み、砂岩中では植物化石の細片が、シルト岩中およびシルトと細粒砂岩の境界部には保存の良い植物化石が含有されている。

上部のシルト岩と砂岩の細互層はシルト岩中に細～粗粒砂岩が1～2 mm単位で介在し、部分的に細粒凝灰岩を介在する。また、上限付近では層厚1～2 mの粗粒凝灰岩と軽石凝灰岩の細互層が介在されている。

朝日の沢川東方の沢では平行ラミナの発達した灰～褐色シルトが主体の部分と、灰～褐色シルト岩中に中～細粒砂岩の薄層 (2～3 cm) が介在された細互

層を呈する部分とがある。互層部では炭質物を多数含有する。上限付近ではシルト岩中に細粒～中粒凝灰岩が多数介在している。

その他、朝日の沢川西部や伯谷川^{はくや}下流や伯谷川西方の沢にシルト岩と砂岩の細互層が分布している。

本層の層厚は1～10mで、地区によって変化に富む。

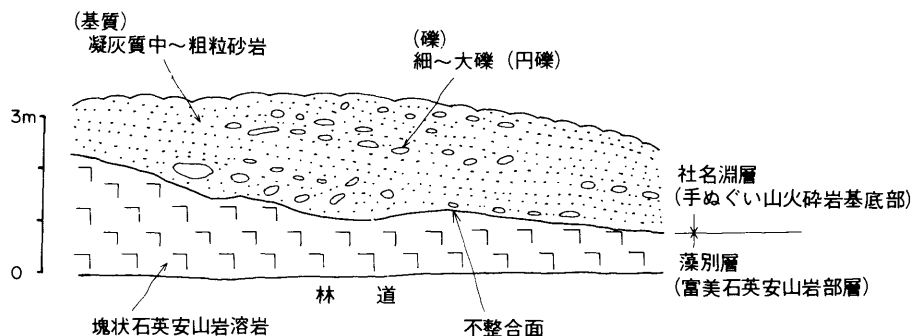
V. 5. 2 中部層

中部層は酸性の火砕岩層（手ぬぐい山火砕岩・上富美火砕岩・若松火砕岩）を主体とし、これに玄武岩質火砕岩（隠沢玄武岩）・安山岩質火砕岩（栄野安山岩）を介在する。これらの火砕岩類は浅い水域で堆積した部分と、陸域で堆積した部分とがある。

<手ぬぐい山火砕岩> (STt, STp)

手ぬぐい山火砕岩は真珠岩溶岩と同質の凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩・粗～細粒凝灰岩よりなる。分布はフミ川中流の上富美北方および手ぬぐい山周辺である。

手ぬぐい山付近では藻別層の富美石英安山岩部層を本層基底部の礫岩層（層厚2m+）が不整合におおっている（第35図）。礫岩は細～大礫岩で円磨度は良い。礫層は斜交ラミナが発達するほか、弱いインプリケーションを示す。礫岩中には凝灰質粗粒砂岩を介在する。礫岩の上位には真珠岩質火山礫凝灰岩・粗粒凝



第35図 社名淵層基底の不整合露頭
(手ぬぐい山林道)

灰岩および極粗粒～中粒砂岩が重なり、砂岩中には部分的に細礫岩および極粗粒砂岩のレンズ（1×6 m）を介在することがある。真珠岩質火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩は淡褐色～淡緑灰色塊状を呈し、不規則な形態を示す真珠岩岩片のみからなる。真珠岩岩片は径1～10cmの大ききで、灰緑色・暗灰色・白色を呈し、溶岩に近い部分や新鮮な部分では淡灰色～暗灰色を呈する。これらの真珠岩質火砕岩はガラス質で細片化している部分が多いことから水冷破碎を受けているものと思われる。

真珠岩溶岩は火砕岩の上位に重なり、手ぬぐい山西方の町営牧場付近に広く分布する。真珠岩は灰色を呈し、流理構造が発達している。流理構造は幅1～3 mm単位で、不規則な形態を示し、部分的に厚さ1～5 mmの流紋岩を介在する。真珠岩はガラスのみから構成され、斑晶鉱物を含まない。ただし、真珠岩の破碎部や凝灰岩中には破片状の斜長石や石英を含有する。支流の沢川河床で上記の真珠岩の延長部が藻別層シブノツナイ凝灰岩および上モベツ流紋岩を貫入していることから、この地区が火道部と考えられる。

手ぬぐい山火砕岩は最大150 mに達し、共栄の沢川で次に述べる上富美火砕岩と指交関係にある。

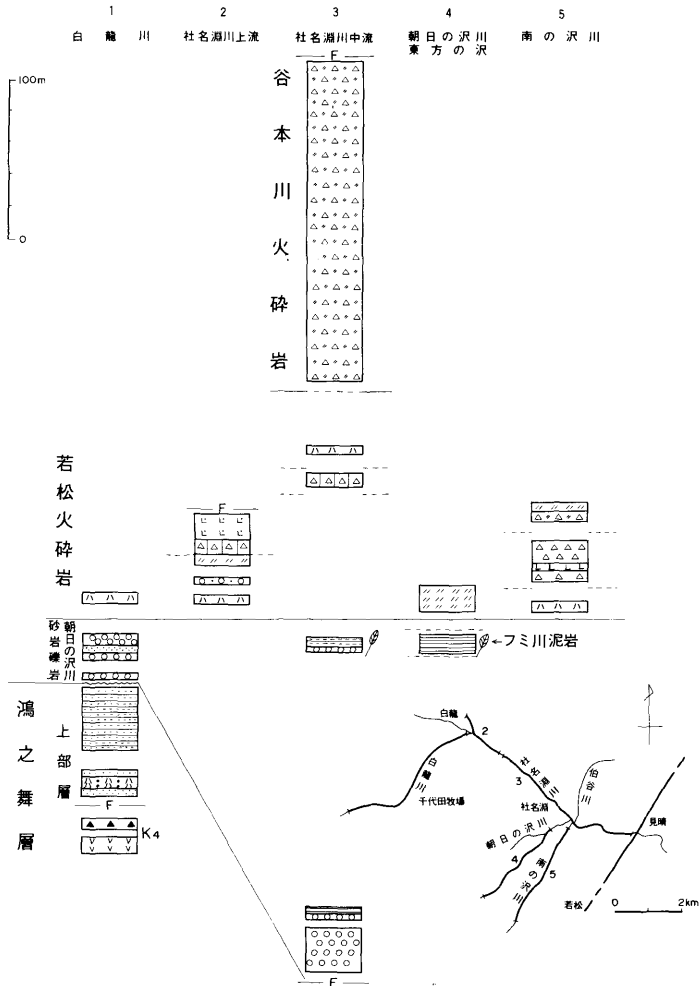
〈上富美火砕岩〉（SUt）

上富美火砕岩は上富美およびその東方に分布し、石英安山岩質凝灰角礫岩・火山角礫岩・軽石質凝灰角礫岩よりなる。凝灰角礫岩は長径2～7 cmの石英安山岩・真珠岩の角礫を主とし、基質は火山ガラスと軽石細片よりなる。火山角礫岩・軽石凝灰岩は粗粒凝灰岩と互層をなすことが多く、全体にルーズである。凝灰角礫岩は特徴的に複輝石石英安山岩の礫を含有する他、玄武岩・安山岩・溶結凝灰岩の礫を含有する。基質は発泡した火山ガラスと石英・斜長石・軽石よりなる。

上富美火砕岩の層厚は最大80 mである。

〈若松火砕岩〉（SWd, SWt, SWp, SWr）

若松火砕岩は若松および社名淵南部に模式的に分布し、流紋岩、一部石英安山岩質軽石凝灰岩・粗～細粒凝灰岩を主とし、流紋岩溶岩・凝灰角礫岩を介在する。分布は上富美・社名淵・白龍・若松・清川^{きよかわ}西部・カクレ沢川^のおよび野上南部である（第36図）。



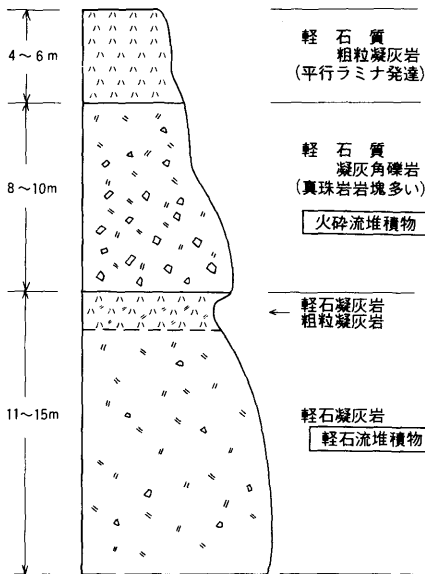
第36図 社名淵層の各個柱状図
(社名淵周辺) (凡例は第34図と同じ)

軽石凝灰岩・粗～細粒凝灰岩は淡黄灰色を呈し、全体にルーズである。軽石は長径1～3mmで、発泡が良く、くずれ易い。火山岩片は石英安山岩や安山岩の細片（長径1～5mm）と真珠岩（長径0.5～1.5cm）からなり、部分的に軽石まじり火山礫凝灰岩を介在する。基質は軽石の細片や火山ガラスを主とし、角閃石がめだつことが多い。

カクレ沢川上流や清川では細粒凝灰岩とシルト岩・細粒砂岩の互層部が介在する。

流紋岩溶岩・凝灰角礫岩は上記の軽石凝灰岩・細～粗粒凝灰岩中に介在され、各地に分布する。カクレ沢川上流右斜面には黒雲母・角閃石石英安山岩溶岩が分布する。

若松南部には層厚10mの真珠岩質軽石まじり凝灰角礫岩をはさみ、上下に真珠岩質軽石凝灰岩が分布する(第37図)。全層厚は30m以上である。火山岩片はすべて真珠岩よりなり、軽石は長径1～20cm大で発泡が良い。上記の軽石凝灰岩は上部で粗粒凝灰岩を介在する。これらは軽石流堆積物と考えられる。



第37図 社名淵層若松火砕岩中の軽石流堆積物の柱状図(若松南部)

社名淵南部の南の沢川流域では流紋岩溶岩と同質の凝灰角礫岩・火山角礫岩が分布する。流紋岩溶岩は淡褐灰色で流理構造が発達し、斜長石斑晶がめだつ他に、単斜輝石・斜方輝石・不透明鉱物を含有する。石基はガラスと斜長石ラスよりなる。一部の斑晶中に有色鉱物に富み、石英安山岩質と考えられるところがある。凝灰角礫岩・火山角礫岩は長径1～6cm大の流紋岩角礫を主とし、基質には発泡した軽石を多数含有する。上部では真珠岩岩片を含有する火山角礫岩からなる。また、南の沢川西方の259mピークの山頂では黒雲母・斜長石斑晶のめだつ石英安山岩溶岩が分布する。

社名淵川上流部では真珠岩（石英安山岩質）溶岩とその前後に同質火山角礫岩が分布する。溶岩は黒雲母がめだつ真珠岩よりなる。火山角礫岩は長径2～60cmの黒雲母真珠岩の角礫を主とし、基質の火山ガラスは粘土化している。また、火山角礫岩中には石英安山岩の巨大ブロック（5m大）が含有される。

白龍東方の386.1mピーク付近には流理構造の発達した、斜長石に富む流紋岩溶岩が分布する。

上富美南西部の林道沿いには灰～暗灰色真珠岩溶岩が分布する。真珠岩溶岩は発泡が良く、真珠岩構造が発達し、流理に沿ってくずれ易い。この溶岩中には火山角礫岩が介在する。

なお、清川西方には、淡灰色の凝灰質シルト岩を介在する。

本層基底部のうち鴻之舞層を直接不整合におおう瀬戸瀬付近には礫岩・砂岩が分布する。礫岩は層厚4mで、径5～60cmの円礫よりなる。礫種はチャート・頁岩・砂岩・流紋岩・石英安山岩よりなり、基質は砂質である。砂岩層は層厚5mでラミナの発達する凝灰質粗粒砂岩よりなる。礫岩は瀬戸瀬ダムの下流側で鴻之舞層の安山岩質ハイアロクラスタイトを不整合におおっている。野上付近には安山岩に貫入された礫岩が分布する。

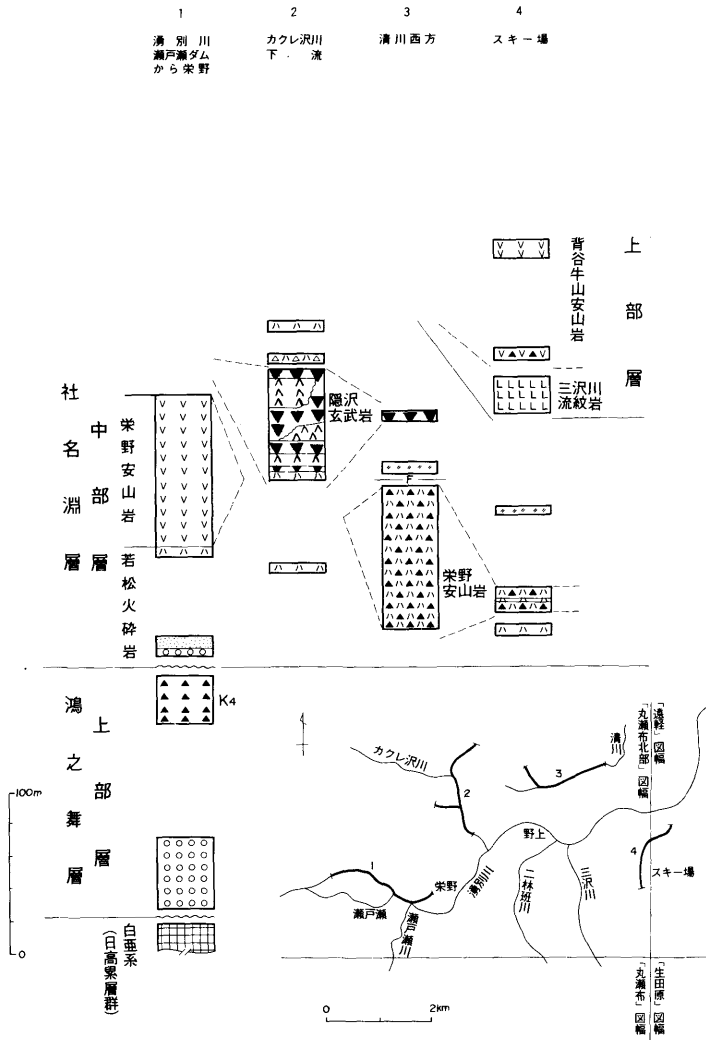
若松火砕岩の層厚は50～160mである。

かくれざわ

〈隠沢玄武岩〉（SKb, SKt）

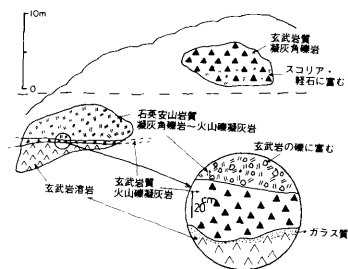
隠沢には若松火砕岩中に挟在されて玄武岩類（隠沢玄武岩）が分布する。

カクレ沢川下流域および山腹斜面において分布する玄武岩類は3枚の玄武岩溶岩とその前後に伴われる火砕岩類より構成される（第38図）。下部の溶岩は暗



第38図 社名淵層の各個柱状図 (瀬戸瀬—野上—清川地区)
 (凡例は第34図と同じ)

灰色塊状である。この溶岩の上位には層厚約20cmの玄武岩質火山礫凝灰岩が重なる。火山礫凝灰岩はスコリア質で、やや多孔質である。溶岩の上面との接触面は不規則で、溶岩急冷縁にその上面に薄く堆積したものと考えられる。この上位には層厚約5mの石英安山岩質凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩（若松火砕岩）をはさんで玄武岩質凝灰角礫岩と中部の玄武岩溶岩が重なる（第39図）。この玄武岩質凝灰角礫岩は径1～5cm（最大10cm）の玄武岩岩片を主とし、基質にスコリアおよびスコリア質凝灰岩が充填している。玄武岩岩片は多孔質で、一部に径30～50cm大の角礫を含有するピロープレッチャーよりなる。また、基底部には軽石や異質岩片を含有する。中部の溶岩は暗灰色塊状で、その層厚は最大



第39図

社名淵層隠沢玄武岩基底部のスケッチ
（カクレ沢川下流採石場跡）

12～13mである。溶岩はカクレ沢川河床および左岸にのみ分布し、その延長距離は700mである。

上部の玄武岩溶岩は柱状節理が発達し、部分的に塊状を呈する。その層厚は18～20mであるが、その中に凝灰角礫岩を局部的に介在する。

上部の溶岩の上位の火砕岩は凝灰角礫岩を主とし、多孔質で最上部にはスコリアに富む部分が多い。

これらの玄武岩はかんらん石（0.3～1.5mm）と斜長石（0.3～1.2mm）斑晶の多い斑状組織を呈し、少量の破片状の石英（0.3～0.8mm）を含有する。他に、単斜輝石・斜方輝石斑晶（0.1～0.2mm）を含む。石基は斜長石・単斜輝石・斜方輝石・不透明鉱物とガラスよりなる。全体に新鮮である（第40図）。

隠沢玄武岩はカクレ沢川以外にはカクレ沢川北東部の山腹および清川北部（一部「遠軽」図幅）に分布する。清川北部では道路沿いに観察され、主に玄武



第40図 隠沢玄武岩の顕微鏡写真
 横幅は3mm(平行ニコル)
 O1 : かんらん石、P1
 : 斜長石

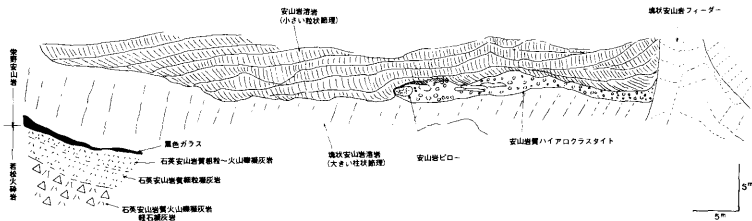
岩質火山角礫岩・凝灰角礫岩を主とする。一部にブロック状溶岩や火山弾を含有するが、これらの火砕岩は水冷破碎を受けており、かつ、水域で堆積した石英安山岩質凝灰岩・砂岩を介在していることから、浅い水域での堆積物と考えられる。

隠沢玄武岩はカクレ沢川では最大70mで、清川地区では最大60mである。

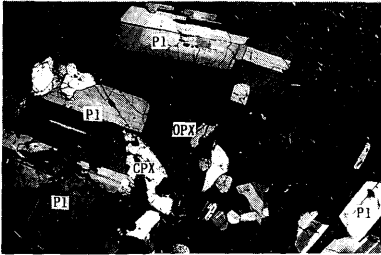
さかえの
 <柴野安山岩> (SSa, SSt)

柴野安山岩は柴野北側に分布する安山岩溶岩と野上～清川およびスキー場入り口に分布する安山岩質火砕岩をいう。

柴野北側の安山岩溶岩は最大層厚70mに達し、柱状節理の発達が良い。この溶岩は若松火砕岩の軽石質火山礫凝灰岩・細粒凝灰岩の上に重なり、基質に厚さ5～20cmの急冷ガラス層が形成している。また、基底部では安山岩の径2～30cmの角礫およびピローを含有する最大層厚1.5cmのZoneが認められ、溶岩基底部が水冷破碎を受けたものと判断される(第41図)。



第41図 社名淵層柴野安山岩基底部のスケッチ
 (湧別川瀬戸瀬ダム北方の崖)



第42図 栄野安山岩の顕微鏡写真。
 横幅は3mm(クロスニコル)
 Cpx: 単斜輝石、Pl: 斜長石

安山岩は鏡下ではハイアロピリティック組織を呈し、斜長石(0.1~0.5mm)・単斜輝石・斜方輝石(0.1~0.3mm)および不透明鉱物の斑晶を有する。石基は褐色ガラスに富み、斜長石・単斜輝石・斜方輝石・不透明鉱物よりなる(第42図)。

野上~清川では灰~褐灰色~淡灰色安山岩質火山礫凝灰岩が分布する。火山礫凝灰岩は径1~3cm大の火山礫を主として、一部では多孔質なラピリーストーン状になる。また、軽石を含有し、一部で軽石層と互層状を呈する。清川西方では最大層厚80mであるが、スキー場入り口では約15mである。

V. 5. 3 上部層

上部層は谷本川火砕岩・南ノ沢玄武岩・千代田玄武岩・三沢川流紋岩・二林班川玄武岩・背谷牛山安山岩からなり、主に陸域で噴火・堆積した火山岩類より構成される。

たにもとかわ

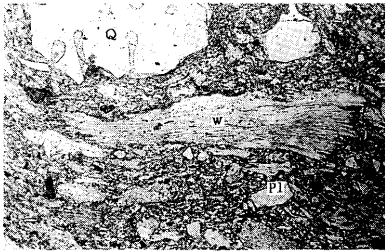
〈谷本川火砕岩〉(SMt, SMw)

谷本川火砕岩は本図幅地域東部に分布し、谷本川流域や社名淵川中流域で模式的に観察される。主として石英安山岩質火砕岩類より構成される。火砕岩類は凝灰角礫岩・火山角礫岩・火山礫凝灰岩・溶結凝灰岩よりなる。本火砕岩類の主体をなす凝灰角礫岩は径1~6cmの各種火山岩片より構成され、基質は火山ガラスが溶脱し、多孔質な岩相を呈し、斜長石・石英・黒雲母を有する。凝灰角礫岩中には火山礫凝灰岩を部分的に介在する。火山岩片は斜長石に富む、石英安山岩を主とし、他に溶結凝灰岩を含む。また、白亜系から由来した砂岩や頁岩も含有される。

溶結凝灰岩は見晴峠付近の凝灰角礫岩の基底部に分布し、その層厚は5~10

mである。溶結凝灰岩中の本質レンズは $1 \times 5 \text{ mm} \sim 5 \times 30 \text{ cm}$ と変化に富むが、全般にガラス質である。本質レンズは鏡下ではガラス質で、少量の斜長石を含有する。しかし、基質ガラス中には斜長石・石英・黒雲母を多数含有する。含有岩片は $1 \sim 5 \text{ cm}$ の安山岩・石英安山岩・流紋岩が主で、白亜系から由来した砂岩や頁岩も含有する（第43図）。

谷本川火砕岩の全層厚は150mに達する。

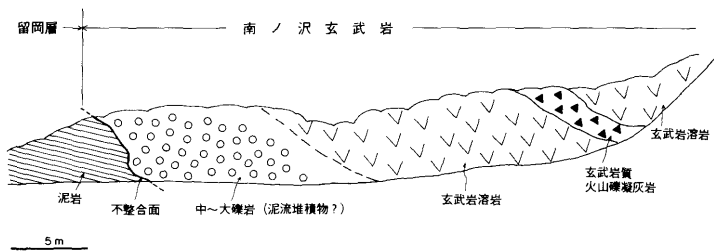


第43図 谷本川火砕岩中の溶結凝灰岩の顕微鏡写真。
 横幅は3mm（平行ニコル）
 W：本質レンズ、Q：石英、
 Pl：斜長石

〈南ノ沢玄武岩〉（SMb）

富美の南ノ沢南西部には白亜系と留岡層を不整合におおって玄武岩溶岩（南ノ沢玄武岩）が分布する。この玄武岩は東隣の「遠軽」図幅地域にまで広がっている。

南の沢川から西方に至る林道沿いでは玄武岩溶岩の基底を構成する礫岩が留岡層の灰～淡灰色泥岩を不整合におおっている（第44図）。礫岩は3mの層厚を有し、



第44図 社名淵層南の沢玄武岩基底部のスケッチ
 （南の沢西方の林道）

円磨度の良い大～中礫から構成され、礫種は凝灰岩・流紋岩・玄武岩を主とする。基質は凝灰質細～中粒砂岩と泥質物質よりなり、泥流状堆積物と考えられる。礫岩の上位には玄武岩溶岩と玄武岩質火山礫凝灰岩が繰り返し重なる。溶岩は柱状節理の発達した部分とガラス質部分および多孔質な部分とがある。

鏡下ではインターグラニューラー組織を示し、斜長石(0.2～0.4mm)・単斜輝石(0.1～0.3mm)・かんらん石(0.1～0.6mm)の斑晶鉱物が多い。また、少量の斜方輝石と石英斑晶を含有する。石基はガラスに乏しく、斜長石・単斜輝石・斜方輝石・不透明鉱物よりなる。

火山礫凝灰岩は径1～3cm大の玄武岩岩片を主とし、スコリア質である。また、ラピリーストーンやスコリア凝灰岩も認められる。また、火山礫凝灰岩中には玄武岩の円礫と凝灰質物質から構成される泥流堆積物を介在する。

南ノ沢玄武岩の全層厚は60～70mである。

〈千代田玄武岩〉(STb)

社名淵西方の千代田牧場には、玄武岩の岩塊が広く分布している。これらのうち千代田牧場には玄武岩の地山の露出は認められず、いずれも1～4m大の岩塊が地表をおおっている。その分布から本地区は玄武岩溶岩台地を形成していると判断されてきた(高橋ほか, 1936, 通産省, 1968など)。本報告においても軽石や地表部に点在する岩塊の分布から、千代田牧場付近に玄武岩台地が存在すると判断し、これを千代田玄武岩と呼称する。

なお、若咲内北方の山頂部付近では千代田玄武岩の延長と考えられる玄武岩溶岩の小規模な露出が認められる。

鏡下では斜長石・かんらん石(0.2～0.7mm)斑晶に富み、石基はやや完晶質である。石基中の含有鉱物は斜長石・単斜輝石と少量のかんらん石と不透明鉱物よりなる。

〈三沢川流紋岩〉(SSr)

本図幅地域南東部の野上南方には若松火砕岩の上位に流紋岩溶岩(三沢川流紋岩)が重なる。三沢川流紋岩は三沢川・二林班川およびスキー場付近に分布する流理の発達した流紋岩で少量の斜長石・石英を含有する。流理は各地点で著しく変化に富む。

〈二林班川玄武岩〉(SNb)

二林班川玄武岩は三沢川流紋岩の上位に重なる。分布範囲は狭いが、社名淵層中に他の玄武岩とは岩相を異にしている。鏡下ではかんらん石(0.1~1.0mm)と斜長石(0.2~0.7mm)斑晶が斑状組織を呈する。石基はインターグラニュラー組織を示し、斜長石・単斜輝石・かんらん石・不透明鉱物よりなる。

せたにうしやま
 <背谷牛山安山岩> (STA)

二林班川玄武岩あるいは三沢川流紋岩の上位に重なる安山岩類は野地ほか(1967)による背谷牛山安山岩に連続する。安山岩溶岩を主とし、主にスキー場付近の山頂部に認められる。溶岩は塊状部、平板状節理の発達した部分、自破砕状部(一部火山角礫岩)などからなる。鏡下ではピロタキシティック組織を呈し、斑晶鉱物は斜長石(0.1~0.3mm)・単斜輝石(0.05~0.2mm)・斜方輝石(0.05~0.2mm)よりなる。石基は0.05mm以下の斜長石のラスが流理方向に配列し、ガラス中に0.01mm以下の微粒な不透明鉱物とマイクロライトが散点する。

<その他の玄武岩類>

社名淵層に含まれる小規模な玄武岩溶岩は図幅東部に点在する。その地点は

Oxides	1	2	3	4	
SiO ₂	49.17	49.15	50.09	50.81	
TiO ₂	1.46	1.09	1.53	1.46	
Al ₂ O ₃	16.14	15.06	16.82	15.90	
Fe ₂ O ₃	2.04	4.92	2.83	3.48	
FeO	7.41	6.22	7.01	7.57	
MnO	0.11	0.20	0.11	0.10	
MgO	7.29	6.98	6.20	5.70	
CaO	9.53	10.47	8.88	9.91	
Na ₂ O	3.34	2.81	3.43	3.00	
K ₂ O	0.58	0.36	0.66	0.40	
P ₂ O ₅	0.25	0.21	0.24	0.15	
H ₂ O(+)	0.75	1.59	1.10	0.28	
H ₂ O(-)	1.19	1.01	0.88	0.91	
Total	99.26	100.43	99.58	99.62	
Normative minerals					
Q	—	1.78	—	2.68	
Or	3.45	2.17	3.89	2.39	
Ab	28.27	23.74	28.29	25.36	
An	27.29	27.36	28.52	28.69	
Wo	7.74	9.76	5.90	8.18	
Di	En	4.76	6.69	3.61	4.81
Fs	2.52	2.27	1.95	2.96	
Hy	En	4.97	10.76	9.93	9.44
Fs	2.64	3.67	5.36	5.78	
Ol	Fo	5.98	—	1.37	—
Fa	3.48	—	0.82	—	
Mt	2.96	7.15	3.80	5.01	
Il	2.78	2.07	2.90	2.78	
Ap	0.59	0.50	0.57	0.37	

第7表 社名淵層中のかんらん石玄武岩の全岩主化学組成(OBA 1975)

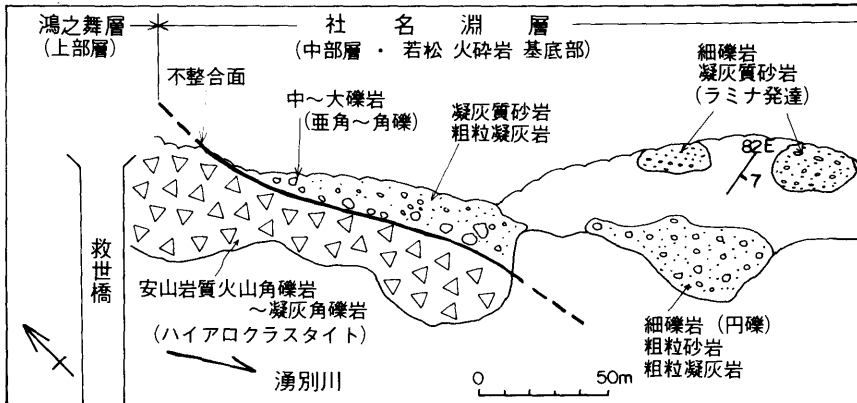
1. 上富美, 2. 社名淵西方, 3. 社名淵西方, 4. 上原峠南方

富美北方の437.3mピーク付近、支流の沢川南部の山頂部、留岡北方の370.0mピーク付近、白龍北方、上原峠南方などである。これらの玄武岩はいずれもかんらん石斑晶の目立つ玄武岩である。

以上の玄武岩については OBA (1975) により岩石化学的研究が行われ、第7表に示したような全岩主化学組成が得られている。

V. 5. 4 層序関係

社名淵層は白亜系・鴻之舞層・藻別層・留岡層のいずれとも不整合関係にある。白亜系を直接不整合におおう地点は東隣の「遠軽」図幅地域内で観察される。瀬戸瀬ダム付近（第45図）・伊奈牛川支流・白龍川では鴻之舞層を、富美地区



第45図 社名淵層基底部の不整合露頭のスケッチ
(湧別川瀬戸瀬ダム下流)

では藻別層を不整合におおう。社名淵川下流域や南の沢川では留岡層を不整合におおう。

V. 5. 5 産出化石と時代

社名淵層からは竹内 (1942) ・ TANAI (1961) により多数の植物化石 (社名淵植物化石群) の報告がある (第8表)。また、今回フミ川中流域で採取した植物化石は第9表のとおりである。

一方、通産省 (1969) はフミ川上流および社名淵川南支流から第10表に示した珪藻化石を報告した。

化石名	1	2	3	4
<i>Fagus intermedia</i>		●		
<i>F.palaeocrenata</i>				●
<i>F.japonica</i>			●	
<i>F.protojaponica</i>				●
<i>Juglans sp.</i>		●		
<i>J.japonica</i>				●
<i>Micromeles alnifolia</i>		●		
<i>Styrax obassia</i>	●			
<i>Salix sp.</i>	●			
<i>Ulmus sp.</i>	●			
<i>Magnolia sp.</i>	●			
<i>Vitis labrusca fossilis</i>	●			
<i>Populus sp.</i>			●	
<i>Thuja nipponica</i>				●
<i>Gryptostrobus europaeus</i>				●
<i>Metasequoia occidentalis</i>				●
<i>Sequoia offinis</i>				●
<i>Pterocarya nipponica</i>				●
<i>Alnus protohirsuta</i>				●
<i>Betula onbaraensis</i>				●
<i>B.protoermani</i>				●
<i>B.prooglobispica</i>				●
<i>Carpinus miocenica</i>				●
<i>C.stenophylla</i>				●
<i>C.subcordata</i>				●
<i>C.subyedoensis</i>				●
<i>Castanea miocenata</i>				●
<i>Celtis nathorsti</i>				●
<i>C.nordenskioldii</i>				●
<i>Cercidiphyllum crenatum</i>				●
<i>Liriodendron honshuensis</i>				●
<i>Sassafras yabei</i>				●
<i>Sorbus nipponica</i>				●
<i>Prunus protossiori</i>				●
<i>Acer palacodiabolicum</i>				●
<i>A.palacorufinerve</i>				●
<i>A.protojaponicum</i>				●
<i>A.subpictum</i>				●
<i>Tilia protojaponica</i>				●
<i>Paliurus nipponicus</i>				●
<i>Stewartia snyderi</i>				●
<i>Kolopanax acerifolium</i>				●
<i>Clethra cfr. barbinervis</i>				●

第8表 社名淵層産植物
化石 (竹内, 1942
: TANAI, 1961)

1. フミ川上流, 2. 社名淵川南の川,
3. 社名淵川佐坂農場ノ沢, 4. 遠軽付近

1. *Betula miomaximowicziana* Endo
2. *B. sp. cf. onbaraensis* Tanai & Onoe
3. *Fagus protojaponica* Tanai
4. *Salix parasachalinensis* Tanai & N.Suzuki
5. *Acer sp. cfr. protojaponicum* Tanai & Onoe
6. *A. subcarpinifolium* Tanai
7. *Alunus sp.*

(鑑定 榑井敏雅)

第9表 上富美地区のフミ川河床の社名淵層から産出した植物化石

化石名	1	2
<i>Melosira italica</i>	●	
<i>M. granulata</i>		●
<i>M. granulata var. muzzanensis</i>	●	
<i>M. varians</i>	●	
<i>M. distans</i>		●
<i>Eunotia robusta</i>	●	
<i>E. pectinalis var. minor</i>	●	
<i>Synedra ulna</i>	●	●
<i>Achnanthes lanceolata</i>	●	●
<i>Gomphonema clevei</i>	●	●
<i>G. parvolum</i>	●	
<i>Cymbella asper</i>	●	●
<i>C. sinuata</i>	●	
<i>C. ventricosa</i>	●	
<i>Navicula peregrina</i>	●	●
<i>N. hasta</i>	●	
<i>N. exigue</i>		●
<i>Caloneis bacillum</i>	●	●
<i>Fragilaria capucina var. mesolepta</i>	●	●
<i>F. bfevistriata</i>	●	
<i>Cocconeis placentula var. lineata</i>	●	
<i>Pinnularia leptosoma</i>		●
<i>Cyclotella sp.</i>		●
<i>Diatoma hiemale</i>	●	●
<i>Tetracyclus emarginatus</i>	●	
<i>Rhopalodia gibba</i>	●	●

第10表 社名淵層産珪藻化石 (通産省、1969)

1. フミ川上流, 2. 社名淵川南側

これらの化石から社名淵層は淡水域で堆積したものと判断され、TANAI(1961)はその時代を後期中新世とした。

V. 6 貫入岩

本図幅地域には多数の貫入岩が分布する。各岩体について以下に述べる。

V. 6. 1 玄武岩 (b)

<b1> 社名淵川流域およびフミ川に分布し、社名淵層および藻別層中に貫入している小規模な岩体である。各岩体のうち見晴地区とフミ川下流の岩体はNE-SW方向の貫入方向を示すが、他の岩体は一定の貫入方向を示さず、ドーム状構造を呈している。玄武岩は斜長石(0.2~0.8mm)が斑状構造を呈し、かんらん石または単斜輝石(0.2~0.3mm)の微斑晶を伴う。石基はいずれの岩体でもガラスに乏しく、斜長石のラスが主で単斜輝石と少量の不透明鉱物よりなる。

<b2> 白樺峠西方に分布し、藻別層中に貫入している。斑晶鉱物は斜長石(0.2~0.7mm)・単斜輝石(0.2~0.5mm)と少量の斜方輝石(0.2~0.4mm)と不透明鉱物を含む。石基はピロタキシティック組織を呈し、ガラスに乏しく、主に斜長石・単斜輝石・不透明鉱物よりなる。鉱物はいずれも新鮮であるが、火山ガラスはサポナイト化していることが多い。

本岩はFe-Mg 鉱物の量が多いことやみかけの岩相から玄武岩としたが、化学組成上は基性安山岩に含まれる可能性がある。

V. 6. 2 安山岩 (a)

安山岩は本図幅地域で最も多い貫入岩である。その岩質からa₁からa₃に区別される。主な貫入方向はNE-SW~NNE-SSW系が最も多く、その他、N-S系・NE-SE系がある。

<a1> a₁は安山岩の貫入岩の中で最も多い岩質である。a₁に属する岩体で最も大きい岩体は金八峠北方の岩体、次いで上鴻之舞左沢川上流や旧鴻之舞鉱山くちやんない俱知安内第二・第三鉱床付近の岩体である。他は小規模な岩体で、主に本図幅西半部や湧別川流域に分布する。

a₁の斑晶鉱物は斜長石(0.3~2.0mm)・単斜輝石(0.2~1.0mm)・斜方輝石(0.2~1.0mm)と少量の不透明鉱物よりなる。各斑晶鉱物の量比は各岩体毎に異なるが、いずれも斜長石に富み、斑状構造を呈している。また、斜長石-輝石の集斑晶も多く認められる。石基は斜長石が主で少量の単斜輝石・斜方輝石・不透明鉱物とガラスよりなるが、ガラスの量比により組織がハイアロピリティック組織からピロタキシティック組織に変化する。変質作用は各岩体により異なるが、旧鴻之舞鉱山周辺部では緑泥岩-サポナイト-方解石が生成している。

<a₂> 立牛岳北西部に分布する岩体で、最大幅1 km、延長7 kmで、岩体の伸長方向はNW-S E方向に達する。藻別層中に貫入している。a₂は斜長石(0.5~2.5mm)・石英(1.0~3.0mm)斑晶が斑状組織をなす特徴的な岩相を呈する。斑晶鉱物は他に単斜輝石(0.2~0.8mm)と斜方輝石(0.2~0.5mm)と不透明鉱物(0.2~0.7mm)を伴う。石基は完晶質で、斜長石・単斜輝石・斜方輝石・磁鉄鉱が充填している。輝石とガラスの一部はサポナイトに交代されている。

<a₃> a₃はクチャンナイ川西方などの各地点で認められるガラス質安山岩である。斑晶に乏しく、0.05~0.3mm大の斜長石と極少量の単斜輝石(0.05~0.1mm)の微斑晶を有し、石基は微小斜長石のラスが主で、少量の単斜輝石を含有する。

V. 6. 3 石英安山岩 (d)

石英安山岩は安山岩に次いで多い貫入岩である。岩質からd₁・d₂・d₃に区分される。このうちd₁が最も多い。これらの貫入岩体は一部でNW-S E系の貫入方向、または伸長方向を示すが、多くの場合、不規則不定形をなし、特定の貫入方向を示さないことが多い。

<d₁> d₁は本図幅地域西半部に広く分布し、白亜系や鴻之舞層・藻別層中に貫入している。石英(0.5~2.5mm)・斜長石(0.2~1.5mm)斑晶が斑状組織を呈し、一部石英玢岩様を呈する。斑晶鉱物として他に少量の輝石(0.2~0.3mm)を含有することがある。石基は石英・斜長石の微結晶と少量のガラスよりなるが、多くの場合粘土鉱物により交代されている。

<d₂> d₂は伊奈川流域や金八峠^{きんぱち}付近に分布する。白亜系および鴻之舞層中に貫入している。石英(0.5~3.0mm)が斑状組織を呈し、斜長石・アノーソクレーズ(0.5~2.5mm)および少量の黒雲母を含有することが特徴である。石基は石英・斜長石の微結晶を多く含む。石基ガラスは粘土鉱物により交代されていることが多い。

<d₃> d₃はフミ川流域や社名淵北方および伊奈牛川北方に広く分布し、藻別層・社名淵層中に貫入している。本岩は斜長石(0.3~2.5mm)が斑状組織を呈し、石英斑晶(0.2~0.4mm)に乏しいことが特徴である。石基はガラスに富み、少量の斜長石のラスや不透明鉱物を含有する。

V. 6. 4 流紋岩 (r)

流紋岩岩体はNE-SW系およびNNE-SSW系の貫入方向を示す狭長な岩体が多いが、一部に円形～不規則不定形を呈する岩体もある。岩質から r_1 ～ r_4 に区分される。いずれも社名淵層まで貫入している。

< r_1 > r_1 は流理構造の顕著な岩相を呈し、斜長石(0.2～0.4mm)と少量の石英(0.2～0.3mm)斑晶よりなる。石基はもともとガラス質であったと考えられるが、現在はほとんど二次石英やカルセドニーに交代されている。

< r_2 > r_2 はガラス質流紋岩、または黒曜石である。含有斑晶鉱物は斜長石(0.2～0.5mm)と少量の石英(0.2～0.4mm)と極少量の斜方輝石(0.1～0.2mm)である。石基はガラスよりなり、少量の晶子を含有する。

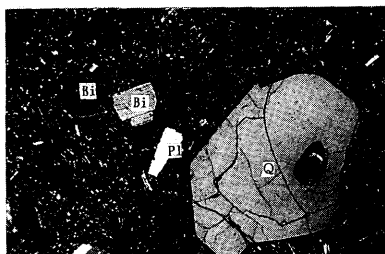
< r_3 > r_3 は若咲内や白樺峠西方に分布するアノーソクレス・黒雲母流紋岩である。斑晶鉱物は石英(0.3～1.5mm)・斜長石(0.3～1.2mm)・黒雲母(0.2～0.8mm)に富み、少量のアノーソクレス(0.3～1.0mm)を含む。石基は石英・斜長石・アノーソクレス・単斜輝石・斜方輝石・磁鉄鉱およびガラスよりなる(第46図)。若咲内の r_3 岩脈については、大町(1945)・勝井(1955)により詳細に記載され、第11表のような化学組成が示された。

Wt %		Norm	
SiO ₂	72.28	Q	32.8
TiO ₂	0.19	Or	22.8
Al ₂ O ₃	14.32	Ab	28.8
Fe ₂ O ₃	1.47	An	9.2
FeO	0.98	C	1.1
MnO	0.03	En	1.8
MgO	0.72	Fs	0.4
CaO	1.82	Mt	2.1
Na ₂ O	3.38	Il	0.3
K ₂ O	3.81		
P ₂ O ₅	0.06		
H ₂ O(+)	0.62		
H ₂ O(-)	0.36		
Total	100.04		

第11表 アノーソクレス黒雲母流紋岩岩脈の全岩主化学組成(勝井、1955)

< r_4 > 俱知安内川流域には斜長石(0.1～0.3mm)と少量のアノーソクレス(0.1～0.2mm)斑晶を含有する流紋岩が分布する。石基は斜長石・アノーソ

クレースおよびトリディマイトを含み、石基ガラスの多くはカルセドニーや粘土鉱物に交代されている。この岩体は浦島・勝井（1956）により石英斑晶を含まない斜長流紋岩として記載された。



第46図 アノソクレース 黒雲母流紋岩貫入岩の顕微鏡写真。横幅は3mm(若咲内)(クロスニコル)
Q：石英、Pl：斜長石、
Bi：黒雲母

V. 7 地質構造

本図幅地域の新第三系はいくつかのNNE-SSE系の断層により規制されて発達している(第47図)。以下に、断層系とそれぞれの地区毎の新第三系の構造について述べる。

V. 7. 1 断層系

断層系はNNE-SSE系またはNE-SWの断層が多数発達し、これにNNW-SSE~NW-SE系の断層が付随している。これらのうち主な断層について述べる。

五号断層（高橋ほか，1936）

旧鴻之舞鉱山五号脈の南東縁に沿って発達し、北は五号脈が藻鼈川と交差する部分で八号断層と接し、南はクチャンナイ川上流域から上古丹九号川へと続く、NE-SW系の断層である。断層面は藻鼈川河床および上古丹九号川北支流の林道沿いで観察され、南東落ち80~90°の正断層である。この断層は上古丹九号川北流域では白亜系と新第三系が接するため、両者の直線の境界からも断層の認定が容易である。断層の垂直変移量は最大500m前後である。なお、高橋ほか（1936）による五号断層とクチャンナイ断層は俱知安内5号鉱床中央部付近でほぼ連続することから、これらを一括して五号断層と呼んだ。

上古丹断層（新称）

クチャンナイ川上流域で五号断層と接し、その南方延長は上古丹九号川上流域・上古丹十四号川上流および上古丹川上流に連続する、NNE-SW系の走向を示す断層である。上古丹川上流域を除いてはいずれの地点でも白亜系と新第三系とが接している。断層面は上古丹九号川上流および上古丹十四号川上流で観察され、断層面の走向と傾斜は各地点で変化するが、主としてN25~50E、65~70Eで、東落ちの正断層である。断層の垂直変移量は500m以上である。

八号断層（高橋ほか、1936）

旧鴻之舞鉦山北方の藻鼈川沿いから八号脈付近の沢沿いを経て、上鴻之舞左沢川および笹ノ沢から上古丹川上流に連続する、N-S系~NNE-SW系の断層である。地層の走向と傾斜の変化や地層の分布から西側落ちの正断層と判断される。断層面は直接観察されないが、藻鼈川左岸や八号脈分布域の支沢では断層付近で幅1m前後の破碎帯が発達する。断層の変移量は400m以上である。

上鴻之舞断層（新称）

北は南鴻林道の沢から藻鼈川右岸沿いを経て、松田の沢北方にいたるNNE-SW系の断層である。地質の分布から西落ちの正断層である。金八峠西方の支沢では鴻之舞層下部層の頁岩層と上部層の泥岩凝灰岩互層がこの断層を境に接している。断層の垂直変移量は最大200m前後である。

金八峠断層（新称）

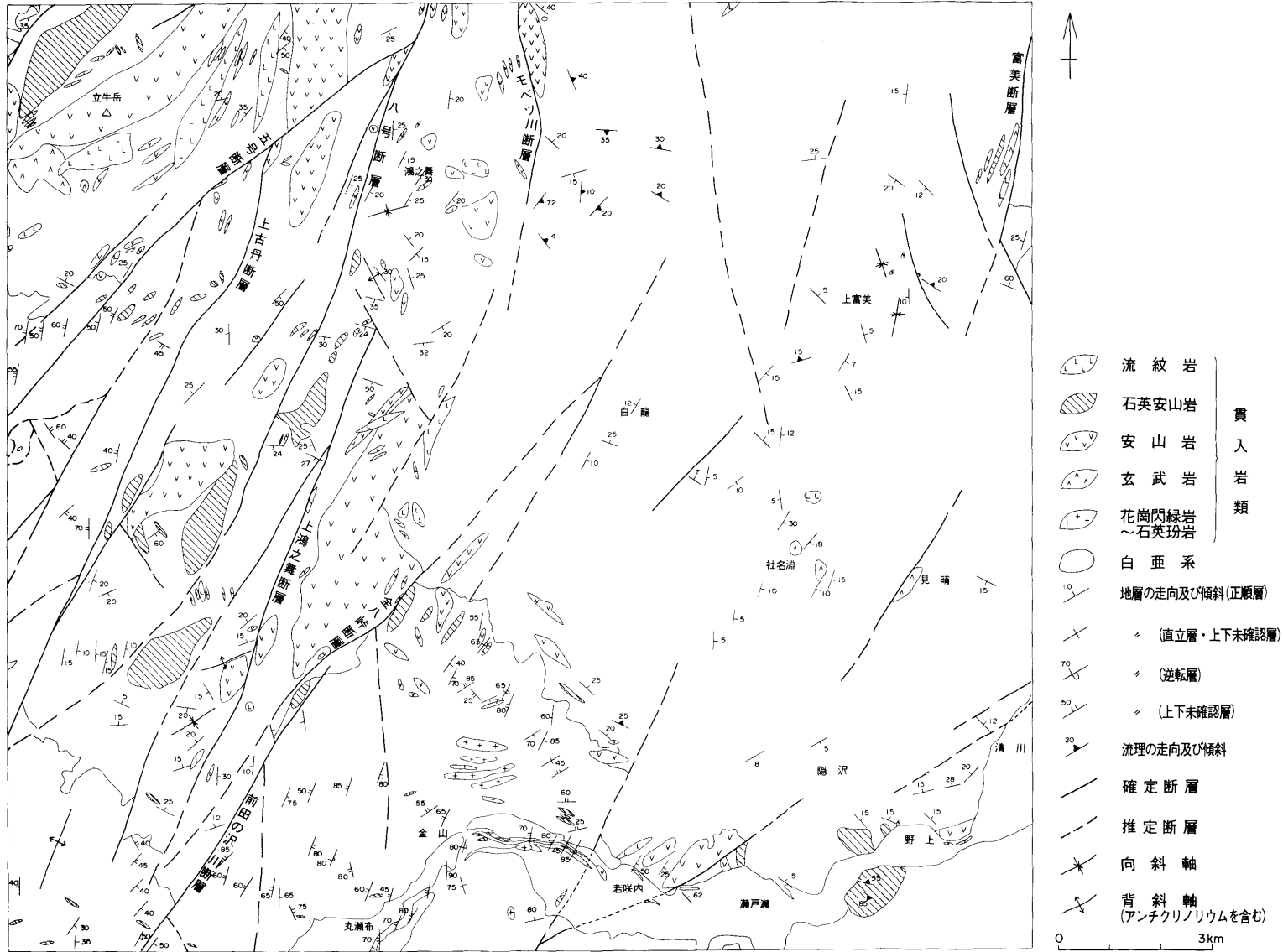
金八峠付近に分布するNE-SW系の断層である。北は白龍まで、南は前田の沢川上流まで連続する。金八峠北東部では鴻之舞層上部層基底の礫岩と安山岩貫入岩および泥岩が接している。北西落ちの正断層である。断層の垂直変移量は100~200mと推定される。

前田の沢川断層（新称）

金八峠断層と平行して走る北西落ちの正断層である。前田の沢川では白亜系と鴻之舞層下部層および上部層が接している。断層の垂直変移量は200m前後である。

モベツ川断層（高橋ほか、1936）

上モベツ川左岸沿いに分布する東落ちの正断層で、その走向はほぼN-S性



第47図 地質構造図

である。断層による変移量は北部の「上渚滑」図幅地域で大きい。断層の垂直変移量は本図幅地域内では100～150mであり、北方にむかって増大する。

富美断層（新称）

フミ川を横断して、北部の熊の沢から「湧別」図幅に連続する、ほぼNNE-SSW～N-S系の西落ちの正断層である。フミ川北方の山腹斜面では白亜系と藻別層の境界域が断層破砕帯をはさんで接している。断層の垂直変移量は150m以上と推定される。

その他の断層

その他の断層として若咲内北方のNNW-SSE系およびNE-SW系の2つの断層である。前者は白亜系と藻別層がこの断層により接しているが、断層北西側の鴻之舞層が断層南東側に分布せず、また、藻別層の分布がこの断層の南東に限られている。同様に後者の断層も鴻之舞層・藻別層の分布域を隔していることから、これらの断層の発生時期は藻別層の堆積盆地の発生と関係があるものと考えられる。

一方、白龍の東および西側では2本のNE-SW系の断層が推定され、これらの断層にはさまれ白龍地区は小規模な沈降域となっている。

V. 7. 2 各地区毎の地層の構造

五号断層の北西側では鴻之舞層上部層と藻別層が分布している。いずれも20～35°Nの傾斜していることが多いが、立牛岳北西部でその逆の構造があることから、立牛岳を中心とした緩い盆状構造が推定される。

上古丹断層と金八峠断層の間では両断層にはさまれた地溝状の構造を鴻之舞層下部層と上部層が広く覆っている。この地区は西側に古い地層が分布し、東側に新しい地層が重なる形態を示し、前述の多数の断層により鴻之舞層下部層の露出が局部的となっている。断層にはさまれた地区では緩い褶曲構造を示し、NE-SW系の向斜軸および背斜軸が発達する。それぞれの軸長は1～1.5kmである。

金八峠断層およびモベツ川断層の東側では緩傾斜の盆状構造を示し、西側に鴻之舞層上部層や藻別層が、東側に白亜系や留岡層が分布し、この間を社名淵層が埋積している。社名淵層は5～15°の東傾斜を示すが、上富美地区と社名淵地区では社名淵層堆積時の盆地の構造に規制されている。

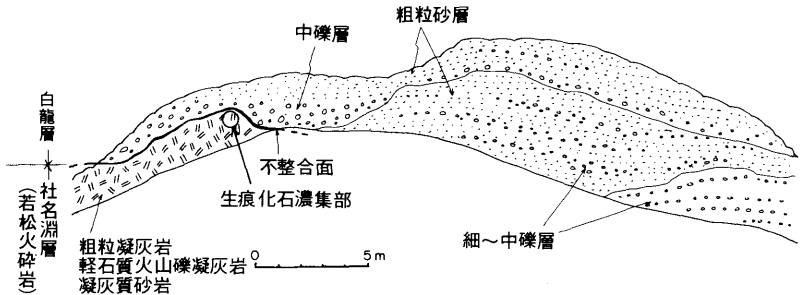
V. 第四系

本図幅地域では第四系の分布は狭く、白龍層・第二溶結凝灰岩・段丘堆積物・沖積層などわずかに分布している。なお、他に斜面堆積物・扇状地堆積物・地すべり堆積物が分布するが、地質図には示さず、第1図に記した。

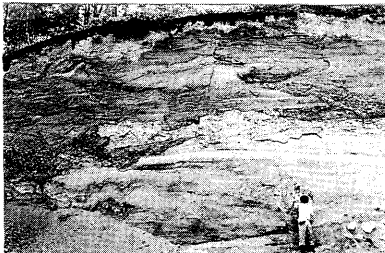
VI. 1 ^{はくりゅう}白龍層 (SR) (新称)

白龍の土取り場には社名淵層を不整合におおう砂礫層(白龍層)が露出している(第48図・第49図)。白龍層が観察されるのはこの露頭だけである。この露頭では軽石質粗粒凝灰岩・火山礫凝灰岩・凝灰質砂岩からなる社名淵層(若松火砕岩)の上位に白龍層の中～細礫層および砂層が重なっている。

これらの砂礫層は3つのユニットに分けられる。下部をなす細礫層は露頭東



第48図 白龍層基底部の不整合露頭のスケッチ(白龍地区)



第49図 白龍層の露頭写真(白龍地区)

側に分布し、礫は径1～3 cmの円礫を主とする。礫層の基質は粗粒砂より構成され、弱い斜交ラミナが発達している。

中部を構成する礫層は下部の礫層と斜交関係で接し、主に細礫から極粗粒砂からなる。礫は砂層中のラミナに沿って配列している。

上部を構成する砂礫層は基底部に礫が濃集し、その上位に砂層が重なる。礫は中～細粒の円礫より構成され、露頭西側の部分で社名淵層をおおい、また、窪地では礫が埋積している。砂層は中～粗粒砂よりなり、下半分で斜交ラミナが、上半分で平行ラミナが発達している。

白龍層中の礫の種類は藻別層・社名淵層から由来した各種火山岩類である。

不整合におおわれる社名淵層の凝灰質砂岩のうち不整合面に近い部分では生痕化石や生物の活動によると考えられる砂粒の擾乱構造が観察される。生痕化石は半径3～4 cmのパイプ状部が水平に延び、その中を砂やシルトが充填している。この生痕化石は不整合面に近い部分に多いことや他の地区の社名淵層に生痕化石が認められないことから、白龍層堆積時のものと考えられる。

白龍層の層厚は8 m+である。

VI. 2 第二溶結凝灰岩 (w) (野地ほか, 1967)

瀬戸瀬西町南側の山地には白亜系を不整合におおう溶結凝灰岩が分布する。溶結凝灰岩は淡紫灰色塊状を呈する。岩質は流紋岩質で、石英・斜長石・輝石斑晶を主とし、基質は火山ガラスと少量の細粒結晶片よりなる。肉眼で観察される程度の本質レンズはなく、基質のガラスが微細な溶結構造を示す程度である。

この溶結凝灰岩は岩相・岩質および分布から野地ほか(1967)の第二溶結凝灰岩に相当する。

VI. 3 河岸段丘堆積物 (t・t₁～t₃)

段丘面はIの項で述べたように、湧別川流域や社名淵川流域でt₁～t₃の各面が発達し、その他の河川でも未区分の面が発達している。これらの段丘面は河岸段丘堆積物によりおおわれ、主として中～大礫とこれを充填する粘土質物質よりなる。各面毎の堆積物の差異は少ないが、一般的傾向としてt₁面ほど粘土質物質が多い。

VI. 4 斜面堆積物

斜面堆積物は、Iの項で述べたように、湧別川流域では t_1 面の高位側に発達することが多い。堆積物は中～大礫を含有するが、一般に粘土質物質からなる。この斜面堆積物と t_1 面を形成する堆積物との新旧関係は不明である。社名淵川流域およびフミ川流域の斜面堆積物は大～巨礫とこれを充填する粘土質物質よりなるが、その層厚は平均2～3 m前後と推定される。

VI. 5 扇状地堆積物

扇状地堆積物は扇状地地形を形成している中で瀬戸瀬川下流でのみ観察されるが、斜面堆積物とほぼ同様の岩相を呈するため地形区分以外に区別する根拠はない。

IV. 6 地すべり堆積物

地すべり堆積物は前田の沢川・白龍川流域で観察される。前田の沢川では白垂系から由来した地すべり土塊が左岸沿い斜面に不規則に分布している。白龍川流域では鴻之舞層の泥岩層が一部層面すべり状に移動し、それらの上位、またはブロック間に玄武岩や流紋岩などの岩塊が散点している。

VI. 7 沖積層

沖積層は現河床堆積物からなる。主に湧別川などの河川沿いに分布し、小～大礫を含む砂礫層よりなる。社名淵川・フミ川などでは局部的に発達し、1～2 mの層厚で、シルト～粘土および砂層の不規則互層よりなり、部分的に暗灰色粘土が小規模な範囲に限って分布する。

VII. 応用地質

本地域内にはかつて東洋一の金山と言われた旧鴻之舞鉱山や銅・鉛・亜鉛鉱床の旧北見鉱山などが分布し、北海道東北部地域の中でも、とくに鉱産資源の豊富な地域である。鴻之舞鉱山は昭和48年に、北見鉱山は昭和38年に閉山したが、閉山にいたるまでの長い期間にわたって多くの調査・研究が進められた。

その他、上富美地区の“黒鉱鉱床”や清川地区の向野上鉱床が分布する。

Ⅶ. 1 金・銀

Ⅵ. 1. 1 鴻之舞鉱山（高橋ほか, 1936；高島, 1949；浦島, 1951, 1953, 1954；近藤・浦島, 1963；近藤ほか, 1967；通産省, 1969；住友金属鉱山株式会社, 1981）

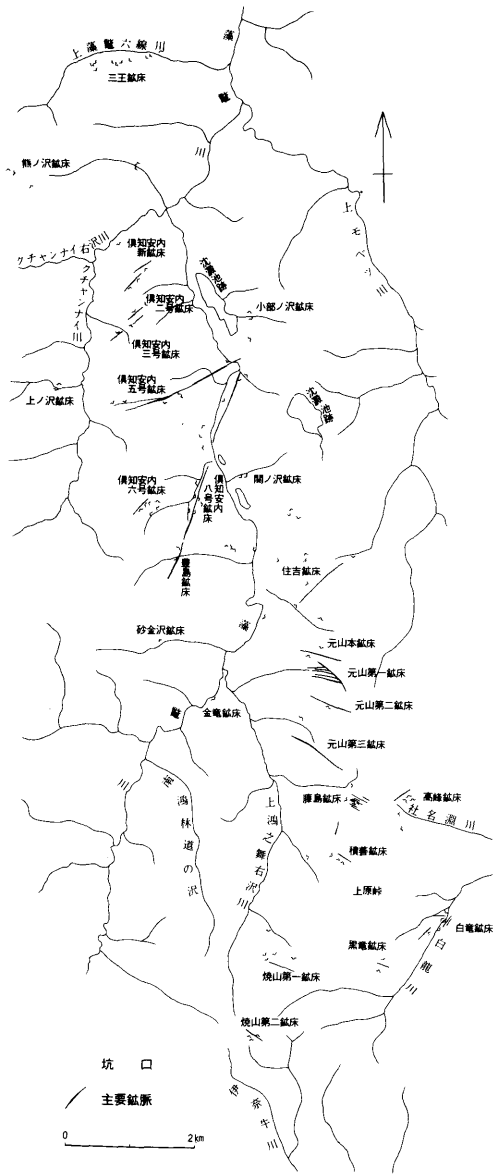
位置 紋別市南部の藻鱈川中流域および遠軽町西部白龍川上流域に位置する。

沿革 大正4年（1915）に元山本鉱床発見後、大正6年（1917）に住友本社が買収し、大正8年（1919）に操業を開始した。その後、元山第一鉱床（1929）、倶知安内5号鉱床（1931）、元山第二鉱床（1934）などの発見により、大規模鉱山に発展し、その従業員数は4,650名に達した。昭和18年（1943）に操業を中断したものの、昭和24年（1949）に操業を再開し、住吉鉱床の発見（1951）・藤島鉱床の発見（1961）を重ねた。しかし、昭和38年（1963）以降急速に生産量が減少し、ついに昭和48年（1973）に閉山した。

鉱床及び鉱石 鴻之舞鉱山は南北約15km、東西7kmの範囲に分布する、多数の鉱床群を有する（第12表・第50図）。鉱床は鴻之舞層の頁岩・泥岩・凝灰岩や

鉱床名	鉱脈数	走 向	傾 斜	既 開 発		平均脈幅	平 均 品 位	
				走向延長	傾斜延長		Au g/t	Ag g/t
三 王	1	N80° E	60° S	400m	280m	2.0m	3.1	22
倶知安内新坑	2	N50° E	45° N	300	150	0.5	2.3	82
倶知安内2号	2	N50° E	60° N	400	135	2.0	2.1	79
倶知安内3号	2	N55° E	55° S	100	50	0.4	2.2	90
倶知安内5号	2	N70° E	55° N	2,100	560	10.0	4.2	93
倶知安内6号	2	N30° E	55° N	300	135	2.5	3.8	44
倶知安内8号	1	N35° E	60° N	2,500	350	7.0	2.0	71
住 元山本	1	N60° E	90° S	900	220	8.0	7.8	87
元山山第	1	N70° W	55° S	650	275	3.3	2.1	10
元山山第	95	N70° W	85° N	450	190	0.5	3.8	30
元山山第	1	N70° W	55° S	700	340	5.0	3.5	30
元山山第	1	N70° W	55° S	1,200	180	2.0	1.6	118
藤 島	網状鉱化体 8	N60° W	60° ~ 70° S	250	90	15.0	4.8	85
豊 島	1	N35° E	N ~ S	300	60	1.8	0.6	35
横 善	2	N60° W	85° S	120	100	2.2	2.0	13
横 善	2	N30° E	90° S	80	—	4.0	—	—
焼 山	1	N80° W	85° S	500	200	4.5	1.4	28
焼 山	1	N65° W	70° S	100	80	—	—	—
高 白	3	N45° E	—	100	—	—	—	—
黒 電	4	N35° W	40° S	120	30	1.5	3.2	72
金 電	1	N80° W	45° N	100	60	—	—	50
龍 黒	—	N85° W	60° S	50	—	0.4	—	—
鹿 黒	—	N80° E	65° N	350	50	0.8	1.2	21
開 沢	—	N75° E	90° S	250	—	0.2	—	—

第12表 鴻之舞鉱床群の鉱床一覧表（通産省、1969）



第50図 鴻之舞鉱床群の主要鉱床分布図

藻別層の凝灰岩とこれを貫く安山岩や石英安山岩中に胚胎する含金銀石英脈である。

主に鉱床は北部より三王鉱床・倶知安内新鉱床・倶知安内二号鉱床・倶知安内五号鉱床・倶知安内六号鉱床・倶知安内八号鉱床・住吉鉱床・元山本鉱床・元山第一鉱床・元山第二鉱床・元山第三鉱床・藤島鉱床・積善鉱床・焼山第一鉱床・焼山第二鉱床・白竜鉱床・黒竜鉱床などである。また、小規模な鉱床として熊ノ沢・上ノ沢・関ノ沢・豊島・砂金沢・高峰・金竜などがあり、さらにこれらより派生した鉱脈が多数分布している。

鉱脈はE-W～ENE-WNW系（倶知安内五号鉱床）、NE-SW系（倶知安内新鉱床・倶知安内二号鉱床・倶知安内三号鉱床・住吉鉱床など）、NNE-SSW系（倶知安内八号鉱床など）およびNW-SE系（元山鉱床群・藤島鉱床など）に配列している。

なお、藤島鉱床は後述するように、一見塊状鉱床の形態をなす。

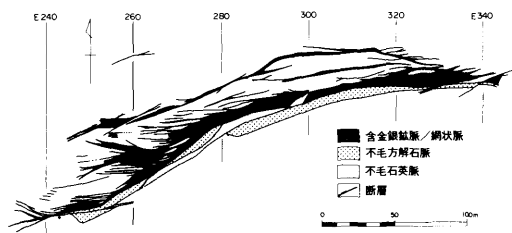
鉱石鉱物は自然金・自然銀・輝銀鉱・輝安銀鉱・濃紅銀鉱・ポリバサイト・脆銀鉱・黄銅鉱・四面銅鉱・黄鉄鉱・白鉄鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱よりなり、少量のセレンを伴う。鉱物の粒度は0.1mm以下で、部分的に1mm内外の粒子を伴う。また、自然金は0.1mm以下の粒子であるが、粘土鉱中では0.5～1.0mm大の粒子が認められる。

脈石鉱物は石英・氷長石・方解石・重晶石とカオリン・モンモリロナイト・セリサイト・緑泥岩などの粘土鉱物などよりなる。母岩変質は緑泥石化・珪化・粘土化・黄鉄鉱化・氷長石化・炭酸塩化を受けている（高島, 1949; 浦島, 1953; 近藤・浦島, 1963; 住友金属株式会社, 1981）。

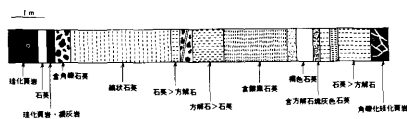
以下に代表的な鉱床の特徴を述べる。

倶知安内五号鉱床

本鉱床はN70Eの主脈が中央部で2条に分枝し、上盤脈はE-W系の走向を、下盤脈はN80Eの走向を示す（第51図）。脈の走向延長は2,100m、傾斜延長は560m、平均脈幅10m、平均品位Au4.2g/t、Ag93g/tで、鴻之舞鉱床群の中で最大規模の鉱体をなす（住友金属鉱山株式会社, 1981）。鉱脈は帯状構造をなし、中央部に銀黒石英帯が、その外側に石英方解石帯または縞状石英帯が、最外殻には含角礫石英帯が配列する（第52図, 浦島, 1953）。鉱脈の主脈および下盤脈



第51図 鴻之舞鉱床群
 倶知安内5号
 鉱床350m L
 東部富鉱部平
 面図(近藤ほ
 か、1967)



第52図 鴻之舞鉱床群
 倶知安内5号
 鉱床270m L
 坑道東70番の
 鉱脈の延長面
 に直角な断面
 図(浦島、1953)

では銀黒石英脈が、また、上盤脈ではカオリン・モンモリロナイトよりなる粘土化帯が富鉱部をなしている(高島, 1949; 浦島, 1953)。また、主脈から上盤側に細脈が派生し、これらは雁行状に配列している。本鉱脈は脈幅が最大30mに達する部分も認められるが、そのうち下盤側では縞状石英や“ボサ石英”(浦島, 1952; 1954)などの不毛石英や不毛方解石脈から構成されている。その一部は藻鱈川河床でも観察される(第53図)。

主脈の生成過程について浦島(1953)は初期に石英-方解石帯が形成し、引き続いて銀黒部が形成した。そして、末期には細脈や晶洞部を形成したとした。また、粘土化部の形成は中～後期と推定される。主脈の形成と裂かや断層との関係について高島(1949)はN10EとE-Wの2系統の断層に沿って主脈が形

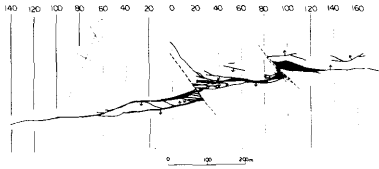


第53図 鴻之舞鉱床群倶知安内5
 鉱床南側の鉱脈および珪
 化帯からなる崖の写真
 (藻鱈川で、旧鴻之舞鉱山
 事務所より下流側の地点)

成し、その後N50-80Eの裂か、または断層が形成したとした。

住吉鉱床

鉱脈は全体の形態はサイモイドループを形成し、1脈と2脈に分かれている(第54図)。本鉱脈はAu7.8g/t、Ag87g/t(通産省、1969)の品位を有し、鴻之舞

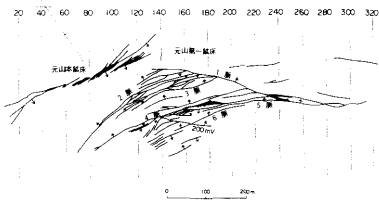


第54図 鴻之舞鉱床群住吉鉱床170m L鉱脈図(近藤ほか、1967)

鉱山の鉱床群の中で最も高品位の鉱床である。石英脈は銀黒部やボサ石英からなるが、高島(1949)はDecrepitation methodにより、方解石と共生する石英は267℃、銀黒を伴う石英は228℃、ボサ石英は132℃の測定温度を得た。

元山鉱床群

元山鉱床群は北部から元山本鉱床・元山第一鉱床・元山第二鉱床・元山第三鉱床からなり、ほぼWNW-ESEからNW-SE系の雁行配列を示す(第55図)。このうち元山本鉱床はN80W-EWの脈が雁行配列した集合体である。ま



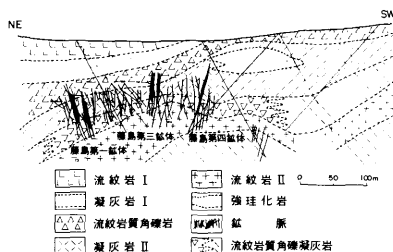
第55図 鴻之舞鉱床群元山本鉱床・第一鉱床170m L鉱脈図(近藤ほか、1967)

た、元山第一鉱床は典型的な馬尾状構造を形成している。近藤ほか(1967)によると、元山本鉱床では地表部に二次堆積鉱石があったとされ、可採対象となっていたことから、富鉱部が浅部からさらに上方に連続していたと推定された。

藤島鉱床

本鉱床は1960年に試錐で発見された唯一の潜頭鉱床であると同時に、以下に

述べるように鉱床の形態や鉱石の特徴など他の鉱床と異なる点が多い。本鉱床はE-W系断層に沿った網状脈集合体よりなり、全体として塊状鉱床のような形態をなしている（第56図）。富鉱部は数々の楕円体状部からなり、ENE-W SWの雁行配列をなしている。また、泥状～砂状粒集合体で、石英・氷長石・黄鉄鉱からなる黒泥質鉱石を伴う。



第56図 鴻之舞鉱床群藤島鉱床地質鉱床断面図（近藤ほか、1967）

脈石鉱物は石英・氷長石・粘土よりなり、方解石を伴わない。また、粘土はモンモリロナイトの他にセリサイトを伴うことが特徴である（近藤・浦島,1963）。

母岩は他の主要鉱床と異なり主に藻別層の流紋岩質凝灰岩と同質の凝灰角礫岩からなる。鉱脈はこの凝灰角礫岩中で劣化することから、これが帽岩となったと考えられている（近藤ほか、1967）。また、藻別層を母岩とする鉱床は他に高峰鉱床・積善鉱床である。

生産実績 第13表に生産実績を示した。

VII. 1. 2 清川地区

清川地区には昭和9年頃採鉱された向野上^{むかいのかみ}鉱床が分布する。本鉱床は社名淵層の若松火砕岩中に胚胎する鉱脈型金銀鉱床である。北海道石炭鉱業会(1934)によると、脈の走向と傾斜はN40E60-70Wで、脈幅は約90-180cmである。また、金・銀の含有量はそれぞれ11g/t, 21g/tであった。本鉱床は採鉱のみで採掘までに至らなかった。

西曆	元号	粗	品		位	含		有	量	西曆	元号	粗	品		位	含		有	量
			Au	g/t		Ag	kg						Au	g/t		Ag	kg		
1918	大正	7	466	34.9	g/t	16	kg	1947	昭	22	3,607	t	30.0	g/t	772	108	kg	2,785	kg
19		8	5,504	52.5	201	289	1,106	48		23	6,481	588	31.5	588	2,03	3,798			
20		9	7,906	49.7	199	391	1,573	49		24	58,367	244	9.8	244	571	14,228			
21		10	8,994	38.3	142	336	1,275	50		25	154,028	188	8.3	188	1,274	28,898			
22		11	10,858	41.3	178	451	1,837	51		26	218,897	154	8.0	154	1,753	37,632			
23		12	11,361	38.1	138	444	1,572	52		27	274,611	137	7.4	137	2,075	37,485			
24		13	4,680	32.2	107	151	504	53		28	378,614	131	7.3	131	2,782	49,550			
25		14	21,786	27.6	109	608	2,368	54		29	375,866	113	8.0	113	3,008	42,417			
26		15	34,598	24.0	90	830	3,107	55		30	381,601	100	7.6	100	2,986	39,185			
27		2	40,101	18.5	74	742	2,986	56		31	371,014	82	5.7	82	2,105	30,561			
28	昭和	3	49,729	16.3	67	811	3,352	57		32	398,400	91	6.5	91	2,573	36,230			
29		4	56,617	14.8	67	898	3,776	58		33	408,877	97	6.4	97	2,639	39,883			
30		5	56,273	16.9	104	931	5,658	59		34	365,942	101	6.0	101	2,332	38,704			
31		6	59,236	16.6	110	983	6,534	60		35	365,684	96	5.5	96	2,019	35,050			
32		7	108,450	13.6	175	1,475	19,000	61		36	395,009	95	5.1	95	2,022	37,438			
33		8	165,460	10.1	182	1,671	30,031	62		37	396,664	86	4.9	86	1,930	34,133			
34		9	252,500	6.5	158	1,648	39,908	63		38	246,067	96	5.8	96	1,424	23,639			
35		10	268,800	6.1	133	1,640	35,742	64		39	230,848	98	5.8	98	1,333	22,634			
36		11	380,000	6.1	118	2,332	44,099	65		40	216,336	98	5.8	98	1,268	21,114			
37		12	439,400	5.3	115	2,351	50,395	66		41	210,732	94	5.6	94	1,175	19,735			
38		13	458,420	5.7	114	2,608	52,485	67		42	197,945	109	5.5	109	1,083	21,536			
39		14	483,110	5.6	109	2,710	52,741	68		43	185,343	114	5.1	114	937	21,138			
40		15	393,566	4.8	94	2,825	56,088	69		44	185,110	113	5.1	113	946	21,039			
41		16	658,952	4.1	79	2,862	51,840	70		45	179,432	5.0	113	905	20,919				
42		17	742,480	3.4	79	2,552	58,567	71		46	79,929	5.2	142	416	11,354				
43		18	180,477	3.6	87	655	15,620	72		47	66,851	5.6	181	377	12,075				
44		19	0	-	-	0	0	73		48	5,749	10.2	313	59					
45		20	0	-	-	0	0	74											
46		21	223	41.7	711	8	159	合計			11,486	t	6.4	g/t	108	73,161	kg	1,243	kg

第13表 鴻之舞鉱山生産実績表(住友金属鉱山株式会社、1981)

VII. 2 銅・鉛・亜鉛

VII. 2. 1 北見鉱山（大町, 1954, 1958；浦島・庄谷, 1964）

位置 丸瀬布町^{かなやま}金山北方から伊奈牛川にかけての地域や金山南方域に分布する。

沿革 住友本社が金銀鉱床の探鉱を実施中、昭和15年に3号坑付近で銅・鉛・亜鉛鉱床を発見した。これにより、銅・鉛・亜鉛の採掘が実施され、昭和23年には鴻之舞鉱業所より分離独立し、別子鉱業株式会社北見鉱業所（伊奈牛^{いなうし}鉱山）となった。

その後、住友金属鉱山株式会社北見鉱業所となり、採掘を継続したが、昭和38年（1963）に出鉱を停止した。

鉱床及び鉱石 北見鉱山は主に金山北方の南北3km東西3kmの範囲に分布する、多数の鉱床群からなり、一部はその南方にも点在している（第14表・第57図）。鉱床は白亜系の頁岩・砂岩やこれを貫く石英玢岩・石英閃緑岩など（伊奈牛完晶質岩類）中に胚胎する浅熱水性裂か充填含銅石英脈である（大町, 1954）。

なお、鉱脈は鴻之舞層および藻別層中にも認められる。

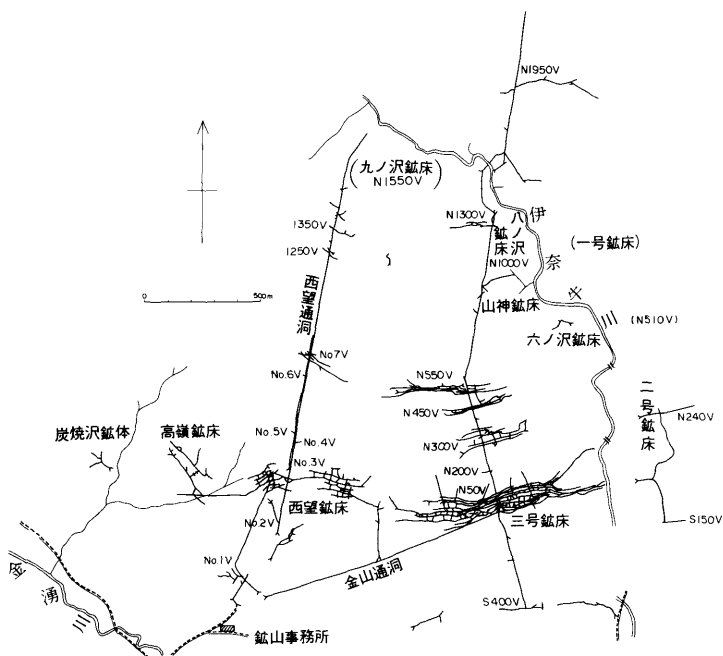
主な鉱床は三号鉱床・二号鉱床・西望鉱床・高嶺鉱床で、他に炭焼沢鉱床・九ノ沢鉱床・山神鉱床・六ノ沢鉱床・滝ノ沢鉱床および向山鉱床がある。一号鉱床および旧二号鉱床は当初金銀鉱床として採掘された。鉱脈はE-W系を主として、NW-SE系およびNE-SW系を伴い、その傾斜は40-80°Sである。富鉱部はこれらの鉱脈の交差部や石英玢岩の岩脈中に多い傾向がある。鉱脈中には鉱染状部、網状部、角礫状部、輪状部、塊状部などがある。

鉱石鉱物は黄鉄鉱・黄銅鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱を主とし、一部磁硫鉄鉱を伴う。これらの鉱石鉱物は各鉱床毎に産出量比に差がある。また、鉱床下部では輝蒼鉛鉱やキューバ鉱を伴うことがある。脈石鉱物は石英・方解石・緑泥石・氷長石よりなる。母岩変質は緑泥石化・珪化・炭酸塩化・緑レン石化である。

生産実績 第15表に生産実績を示した。

鉞床名	走 向	傾 斜	走向延長 (m)	深 さ (m)	平均脈幅 (m)
高嶺鉞床					
高嶺鑪	N 40~45° W	50° S	200	60	0.60
西望鉞床					
S 50 V	N 50~55° E	70° N	100	30	0.30
S 200 V	N 65° W	50° S	80	45	0.60
3 脈東部	N 70~80° W	50~60° S	320	150	0.70
3 脈西部	N 70~80° E	50~60° S	230	150	0.50
7 脈	N 60~65° W	40~65° S	260	60	0.90
1,200 V	N 45~60° W	40~60° S	90	—	0.50
1,350 V	N 60° W	40~50° S	120	—	0.50
1,410 V	N 50~60° W	55~60° S	50	—	0.80
1,440 V	N 60° E	40° S	50	—	0.76
3号鉞床					
N 50 V	N 80° E ~ N 70° W	40~70° S	900	250	0.70
N 300 V	N 65~80° E	60~70° S	280	210	0.60
N 450 V	N 70~80° E	60~70° S	250	150	0.50
N 550 V	N 85° E ~ E W	45~85° S	550	250	0.50
N 950 V	N 60° E	80° N	60	—	0.20
N 1,000 V	N 70° E	80° S	10	—	0.15
N 1,300 V	N 85° E	60° S	180	30	0.40
N 1,550 V	N 85° W	80° S	100	—	0.60
N 1,800 V	N 50° W	75° N	20	—	0.20
N 1,950 V	N 65° E ~ E W	60° N or S	180	—	0.30
S 100 V	N 70° W	80° S	25	—	0.30
S 200 V	E W	70° S	30	—	0.30
S 400 V	N 80° E ~ N 80° W	50~70° S	600	180	0.80
S 430 V	N 80° E	50~75° S	50	50	0.20
S 500 V	N 70° E	70° S	70	—	0.15
S 660 V	N 70° E	70° S	130	30	0.20
S 680 V	N 80° E ~ N 70° W	70° S	60	30	0.20
S 700 V	N 60° E	70° S	90	10	0.20
2号鉞床					
2号坑鑪	E W	60° N	300	—	0.50
N 240 V	N 60~80° E		140±		0.5~1.7
S 150 V					
1号鉞床					
130 V	N 70° E	70° N	60	20	0.20
400 V	E W	90°	100	90	0.70
470 V	N 65° E	70° N	80	10	0.50
山神鉞床					
1 号鑪	N 45~60° E	75~80° N	60	—	0.40
2 号鑪	N 70~80° E	75~80° N	90	20	0.90
金山立坑鑪	N 45~50° W	60° S	120	15	0.30

第14表 北見鉞山鉞脈一覽表 (山田、1963)



第57図 北見鉱山主要坑道図 (山田、1963)

生産実績		粗鉱量(t)	品位(%)	含有量(t)
昭和12~21年	銅鉱	49,523	0.8	413
昭和22~38年	"	555,481	0.85	4,437
昭和21年	鉛鉱	16,666	1.4	227
昭和22~38年	"	449,464	1.8	8,775
"	亜鉛鉱	305,300	2.45	6,838
昭和22~38年	硫化鉄精鉱量			68,084 t
昭和13~16年	精鉱中含有金量			25,806 g
昭和13~38年	" 銀量			16,124 kg

粗鉱品位 A u 5g/t, A g 40g/t±

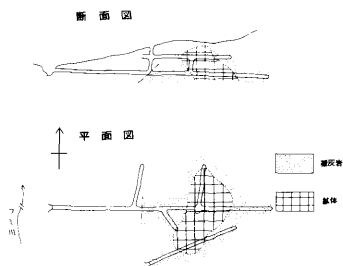
第15表 北見鉱山生産実績表 (地質調査所、1967)

Ⅶ. 2. 2 上富美地区

上富美地区の富美鉱山は昭和6年の露頭発見後、坑道探鉱が進められ、昭和14年に20数tの採掘・貯鉱がなされ、昭和20年に休山した。昭和23年にその所有は住友金属鉱山株式会社に移った。

本鉱床は黒鉱鉱床と言われたが、その詳細は不明のままである。山田(1963)

によると、本鉱床は鴻之舞層の角礫質凝灰岩とこれを貫く流紋岩岩脈に胚胎する塊状鉱床であるとされている（第58図）。しかし、本調査の結果この地区に鴻之舞層の分布は認められず、坑道レベルで記載されている角礫質凝灰岩は社名



第58図 富美鉱山鉱床図（山田、1963）

淵層、または一部藻別層にあたるものと考えられる。現在、坑道や当時の塊状鉱石を確認することができないが、坑道南方側に閃亜鉛鉱・方鉛鉱・黄鉄鉱の鉱染が著しい粘土化岩が認められること、そして、志保井（1953）が指摘した鉱脈の破砕片としての塊状鉱床という見解を考え合わせると、本鉱床は黒鉱床とは推察しがたい。

地質調査所（1967）によると、鉱石鉱物は黄銅鉱・四面銅鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱・黄鉄鉱からなり、脈石鉱物は石英・紫水晶・緑泥石・重晶石よりなる。また、鉱石品位の一例として Cu 4 %、Pb 1 %、Zn 12 %、Ag 77 g/t、S 26 % という記録がある（地質調査所、1967）。

VII. 3 骨材

本図幅地域に分布する新第三系・第四系はいくつかの地点で骨材として利用されている。

新栄野のカクレ沢に分布する社名淵層の隠沢玄武岩の塊状溶岩は骨材として採石されている。社名淵層の谷本川火砕岩中の凝灰角礫岩は多孔質で、各地区で径50～150cm大の丸い転石として散点していることが多い。この地方ではこれを庭石や石段などに利用している。

白龍層の砂礫層は山砂利として採掘されたことがある。

Ⅶ、 4 温泉および地下水

本図幅地域には温泉の湧出はないが、昭和49年から昭和50年にわたり上湧別町により温泉を目的としたボーリングが実施されたことがある。ボーリングは支流の沢川上流部で実施され、深度1,000mまで掘削された。坑底温度は62℃である。ストレーナーを721mから863mに設置し、それ以深を裸坑にして、水中ポンプ（G. L. -115mに設置）により揚水した結果、25.8℃の温水が36リットル／分湧出した(上湧別町資料)。しかし、動水位が低いことや泉温が低いことなどから、使用するまでには至らず、現在廃井となっている。

一方、地下水の利用は湧別川流域で手掘り井戸などで、段丘堆積物中から集水しているのみである（小原ほか，1980）。しかし、社名淵層の砂礫岩層は地下水の帯水層と考えられることから、今後開発の可能性はある。

文 献

- 地質調査所 (1967) 北海道金属非金属鉱床総覧, 575p.
- COWAN, D. S. (1985) Structural styles in Mesozoic and Cenozoic melanges in the western Cordillerer of North America. *G.S.A.B.*, **96**, 451-462.
- FOREMAN, H.P. (1977) Mesozoic Radiolaria from the Atlantic Basin and its Borderlands. In Swain F.M. (ed.), *Stratigraphic micropaleontology of the Atlantic Basin and Borderlands*, 305-320, Elsevir.
- 長谷川潔・小山内照・鈴木 守・松下勝秀 (1961) 北海道中軸帯の先エゾ層群—地層区分の提案—, 北海道地下資源調査所報告, **25**, 108-114.
- 橋本 互 (1958) 20万分の1地質図幅および説明書, 北海道地下資源調査所, 北海道立地下資源調査所 (1980) 北海道の地質と地下資源 I, 北海道の地質, 113p.
- 北海道石炭鉱業会 (1934) 北海道鉱業誌, 682p.
- ISSC (International Subcommission on Stratigraphic Classification of I.U.G.S.) (1976) *International stratigraphic guide*. 200p. John Wily & Sons, New York.
- 岩田圭示 (1988) 湧別層群“豊里層”産放散虫化石の再検討, 「北海道中軸帯に分布する日高累層群の再検討」総研A成果報告書, 327-328, 北海道大学.
- ・加藤幸弘 (1986) 湧別層群および日高帯北部の日高累層群の白亜紀後期放散虫化石群集. 大阪微化石研究会誌特別号, **7**, 75-86.
- ・中村耕二・魚住 悟・田近 淳 (1983) 北海道東北部奥部周辺の先第三系より放散虫およびナマコ化石の発見 (予報). 地質雑, **89**, 55-56.
- IWATA, K., and TAJIKA, J. (1986) Late Cretaceous radiolarians of the Yubetsu Group, Tokoro Belt, northeast Hokkaido. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. IV*, **21**, 619-644.
- ・————— (1988 *in press*) Jurassic and Cretaceous radiolarians from the pre-Tertiary Systems in the transitional zone of the Hidaka and

the Tokoro Belts, Maruseppu region, northeast Hokkaido. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*

JOHNSON, D.A. and WICK, B.J. (1982) Precision of Correlation of Radiolarian datum levels in the Middle Miocene, Equatorial Pacific. *Micro-paleontology*, **28**, 43-58.

勘米良龜齡 (1977) 地向斜堆積物におけるオリストストロームとその認定。地団研專報, **20**, 145-159.

勝井義雄 (1955) 北海道産岩石雜記 (9) -アノーソクレース黒雲母流紋岩。北海道地質要報, **28**, 1-2.

君波和男・小松正幸・新井田清信・紀藤典夫 (1986a) 北海道中生界の構造区分と層序。地団研專報, **31**, 1-15.

———・宮下純夫・木村学・田近淳・岩田圭示・酒井彰・吉田昭彦・加藤幸弘・渡辺寧・江崎洋一・紺谷吉弘・勝島尚美 (1986b) 日高帯の中生界-日高累層群。地団研專報, **31**, 137-155.

近藤皓二・助田馨・橋本浩治 (1967) 鴻之舞鉾山の地質鉾床 (I) -地質構造と鉾床胚胎の場について-。鉾山地質, **17**, 72-80.

———・浦島幸世 (1963) 鴻之舞鉾山藤島鉾床について。日本鉾業会誌, **79**, 823-830.

紺谷吉弘・酒井彰 (1978) 日高累層群の諸問題。地団研專報, **21**, 9-25.

KONTANI, Y. and KIMINAMI, K. (1980) Petrological Study of the sandstones in the Pre-Cretaceous Yubetsu Group, northeastern Hidaka belt, Hokkaido, Japan. *Earth Science (Chikyu Kagaku)*, **34**, 307-319.

興水建司・金詰佑 (1986) 北海道中-東部地域の新生界のフィッシュン・トラック年代 (その2) -西部帯・中央帯の“グリーン・タフ”岩層-。地質雜, **92**, 559-568.

———・——— (1987) 北海道中-東部地域の新生界のフィッシュン・トラック年代 (その4) -陸上火山活動による火砕岩類-。地質雜, **93**, 217-227.

長尾捨一 (1960) 北海道東部の未詳中生層湧別層群について。有孔虫, **11**, 25-29.

——— (1962) 5万分の1地質図幅「中湧別」および同説明書。北海道開発

- 庁, 19p.
- 野地正保・渡辺順・魚住悟・鈴木守 (1967) 5 万分の 1 地質図幅「丸瀬布」および同説明書, 北海道開発庁, 28p.
- 納富重雄 (1919) 自北見国紋別郡遠軽至石狩国上川郡永山道路沿線地質調査報
文, 地調報告, **74**, 11-30.
- 小原常弘・和田信彦・横山英二・松浪文博・佐藤巖 (1980) 北海道水理地質図幅説
明書, 5, 「北見」, 北海道立地下資源調査所, 53p.
- 大町北一郎 (1954) 北見国伊奈牛鉾山の地質及び鉾床, 北海道地質要報, **27**,
1-11.
- (1958) 北海道北見国伊奈牛鉾山 3 号鉾床と鉾石鉾物の共生関係につ
いて, 鉾山地質, **8**, 18-32.
- OBA, Y. (1975) Late Neogene Basaltic Rocks from the Kitami-Monbetsu
District, Northeast Hokkaido. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser.*
IV, **16**, 501-510.
- 岡村要蔵 (1913) 北海道北東部地質調査報文, 鉾物調査報告, **15**, 1-62.
- 柴田賢・石原舜三 (1981) 北海道日高帯の花崗岩類の K-Ar 年代, 日本地質学会
第 88 年学術大会講演要旨, 342.
- 志保井利夫 (1953) 伊奈牛及びその付近の銅鉾脈の生成時期について, 北海道
地質要報, **23**, 33-34.
- 住友金属鉾山株式会社 (1981) 鴻之舞鉾山における含金石英脈鉾床の探査, 日
本の鉾床探査, **1**, 277-293.
- 鈴木順雄 (1967) 北海道の新第三紀後期植物群, 佐々保雄教授還暦記念論文集,
291-302.
- 平朝彦・岡村真・甲藤次郎・田代正之・斎藤靖二・小玉一人・橋本光男・千葉とき子・
青木隆弘 (1980a) 四万十帯北帯 (白亜系) における「メラランジェ」の岩
相と時代, 「四万十帯の地質学と古生物学」甲藤次郎教授還暦記念論
文集, 179-214, 林野公済会高知支部, 高知.
- ・田代正之・岡村真・甲藤次郎 (1980b) 高知県四万十帯の地質とその起
源, 「四万十帯の地質学と古生物学」甲藤次郎教授還暦記念論文集
319-389, 林野公済会高知支部, 高知.

- 田近淳 (1981) 日高帯北部丸瀬布付近の日高累層群にみられる乱堆積層. 地球科学, **36**, 166-169.
- ・岩田圭示 (1983) 北海道東北部丸瀬布付近の日高累層群より白亜紀放射虫化石の産出. 地質雑, **89**, 535-538.
- ・——— (1984) “日高帯” 北東部の白亜系. Borealopithecus 特集号—北海道中生界の構造区分と層序再編成, 43-45.
- ・木村学・岩田圭示 (1988) 日高帯東縁の付加コンプレックス. 「北海道中軸帯に分布する日高累層群の再検討」総研A成果報告書, 253, 北海道大学.
- ・松波武雄・八幡正弘・岡孝雄・岩田圭示・中村耕二 (1984) 日高帯北部・北見滝の上周辺の“日高累層群”. 日本地質学会第91年会講演要旨, 208.
- 高橋 清 (1949) 北海道鴻之舞鉱山金銀床調査報告. 地調月報, **5**, 529-544.
- 高橋哲彌・相馬吉一・陸川正明・松田文男 (1936) 北海道有用鉱産物調査(網走支庁管内紋別郡中部(5万分の1地質図)). 北海道工業試験場, **60**, 50p.
- 竹内嘉助 (1942) 鴻之舞図幅(10万分の1)説明書. 北海道工業試験場地質調査報告, **6**, 22p.
- TANAI, T. (1961) Neogene floral change in Japan. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, **IV**, **11**, 121-398.
- 寺岡易司・黒田和男・平山 健 (1962) 北海道サロマ湖南方の“時代未詳中生層”について. 地質雑, **68**, 461.
- 通商産業省 (1969) 昭和43年度金鉱山の基礎的地質鉱床調査報告書—鴻之舞・沼の上地域—. 22p.
- 浦島幸世 (1951) 鴻之舞鉱山の新鉱床. 北海道地質要報, **18**, 19-20.
- (1952) 鴻之舞鉱山五号脈の硫化鉄鉱(要旨). 地質雑, **58**, 1.
- (1953) 鴻之舞鉱山五号脈の鉱脈の構造と硫化鉄鉱の産状. 鉱山地質, **3**, 174-180.
- (1954) : 鴻之舞鉱山の含金石英脈中のいわゆるホサ石英—石英集合体の研究I—. 鉱山地質, **4**, 131-138.
- ・庄谷幸夫 (1964) 遠軽北西方の金・銀・銅・鉛・亜鉛・硫化鉄鉱床. 北海道地下資源調査資料, **94**, 25-47.

- (1962) 北海道北東部の金属鉍床. 北鉍会誌, **18**, 31-38.
- ・安達和夫・針谷 宥・石田準之助・大町北一郎・大村 弘・太田垣亨・清水 勇 (1953) 北見中部地域の火成活動と鉍化作用の時期 (東部北海道の鉍床の研究 1). 北海道地質要報, **21**, 1-14.
- ・勝井義雄, (1956) 鴻之舞鉍山西部・春富鉍山北部の斜長流紋岩. 北海道地質要報, **31**, 35.
- VISHNEVSKAYA, V. S. (1986) Middle and late Cretaceous radiolarian zonation of the Bering region. *U.S.S.R. Mar. Micropaleontology*, **11**, 139-149.
- WAKO, T. (1963) River terraces and gentle slopes along the Yubetsu River - Geomorphological Study in Northeastern Hokkaido (3). *Sci. Rept, Tohoku Univ.*, **7**, Ser(geogr).
- 山田敬一 (1963) 北海道北見鉍山の銅・鉛・亜鉛鉍床 - とくに鉍脈の構造と脈質 -. 地調月報, **14**, 751-774.

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50,000

MARUSEPPU HOKUBU

(ABASHIRI-23)

BY

Masahiro YAHATA, Jun TAJIKA,
Kunihiko KUROSAWA and Takeo MATSUNAMI
(written in 1988)

(Abstract)

The Maruseppu Hokubu district, of latitude 44°00' to 44°10'N and longitude 143°15' to 143°30'E, is located in the eastern part of the Kitami Mountains, in northeast Hokkaido.

Geology

The district is composed of Cretaceous sedimentary rock, Neogene granite rock, Neogene volcanic and sedimentary rock, and Quaternary welded tuff and sediments, as shown in Figure 1.

The Cretaceous System

The Cretaceous System in this district is composed of the Hidaka Supergroup in the Hidaka Belt and the Yudetsu Group in the Tokoro Belt.

Hidaka Supergroup

The Hidaka Supergroup, located in the western and southwestern part of the district, is made up of sedimentary strata containing mainly sandstone and mudstone, intercalated with acidic tuff, conglomerate, greenrocks, chert and limestone. The geologic age of this supergroup as given by radiolarian fossils, puts it in the Campanian and Maastrichtian eras. The supergroup is divided into the Uenkotan Complex, the Kamimaru

		Western Part		Eastern Part			
Cenozoic	Quaternary	Holocene	Alluvium				
		Pleistocene	River terrace deposits				
	Neogene	Pliocene	Dai-Ni		Hakuryu		
			welded tuff Formation				
		Late	Shanaiuchi Formation	Upper Member	Minaminosawa Basalt	Chiyoda Basalt	Setaniushiyama Andesite
					Tanimotogawa Pyroclastic Rock		Nirinpangawa Basalt
				Middle Member	Tenuguiyama Pyroclastic Rock	Kamifumi Pyroclastic Rock	Kakurezawa Sakaeno Basalt Andesite
			Lower Member	Fumi Mudstone			Misawagawa Rhyolite
				Asahinosawagawa Sandstone and Conglomerate			
				Tomeoka Formation			
Miocene	Mobetsu Formation	Shirakabatoe Pyroclastic Rock Member	Shibunotsunai Pyroclastic Rock Member				
		Uenkotan-Yon-Go-gawa Conglomerate Member	Kamimobetsu Rhyolite Member	Fumi dacite Member			
	Kobnomai Formation	Upper Member	Main Part(sandstone,mudstone and tuff)				
			K ₇ K ₆ K ₅ K ₄ K ₃ K ₂ K ₁ Conglomerate,sandstone, mudstone and tuff				
Lower Member	Shale						
Early		Sandstone and conglomerate					
Mesozoic	Cretaceous	Late	Granitic Rock				
			Hidaka Supergroup	Uenkotan Complex		Kamimaru Complex	Kanayama Complex
Hd	U ₄ U _{m3} U _{s3} U _{m2} U _{s2} U _{m1} U _{s1}	ph		Kp	Km	Me	Ky ₄ Ky ₃ Ky ₂ Ky ₁ Ky ₀

Complex and the Kanayama Complex. These complexes are related to each other via fault lines.

The Uenkotan Complex consists mainly of sandstone, mudstone and greenrocks, intercalated with conglomerate and pebbly sandstone. The thickness of the complex is 2,200 meters in the northern part and 1,000 meters in the southern part.

The Kamimaru Complex is composed of a main part and a pebbly mudstone part, intercalated with small amounts of melange. The main part is made up of sandstone, mudstone, and a mixture of the two. Melange is made up of muddy matrixes and some blocks composed of acidic tuff and chart. This complex is 1,000 meters thick.

The Kanayama Complex consists of a main part and melange. The main part, up to 4,000 meters thick, is composed largely of sandstone and mudstone, accompanied by pebbly sandstone, conglomerate and acidic tuff. The melange is composed of greenrocks, chart, acidic tuff, sandstone, and mudstone, as well as small blocks of limestone.

Yubetsu Group

The Yubetsu Group occurs at the northeast corner of the district, and is composed mainly of mudstone, intercalated with alternate layers of sandstone and mudstone.

The Neogene System

The Neogene System consists of early Miocene plutonic rocks and three formations from the middle to late Miocene, composed of sedimentary and volcanic rock. These formations are the Kohnomai, the Mobeetsu, the Tomeoka, and the Shanafuchi, in ascending order. Many Tertiary dikes intrude into the Neogene and Cretaceous Systems.

Plutonic rock, occurring mainly in the southwestern part of the district, intruded into the Hidaka Supergroup and thermally metamorphosed the supergroup, resulting in biotite hornfels. The lithologies of plutonic rock are granodiorite, granoporphyry, granoporphyrite and qua-

rtz porphyry.

The Kohnomai Formation occurs mainly along the Mobetsu river in the western part of the district. This formation consists of a lower member and an upper member. The lower member, which rests unconformably upon Cretaceous rock, is composed mainly of black shale and hard shale with basal sandstone and conglomerate. Marine molluscan fossils, plant fossils and radiolarian fossils are contained in the lower member. The age of the radiolarians occurring in the shale, indicates this formation is from the middle Miocene. The lower member is 100 to 510 meters thick. The upper member is composed mainly of alternations of mudstone, sandstone and tuff, intercalated with pyroclastic rocks (K₁-K₇). These pyroclastic rocks consist of andesite lava, homogeneous hyaloclastite, and dacitic pumice tuff. The upper member, unconformably covers the Cretaceous System in the western part and eastern part of the district, and is composed of conglomerate, sandstone, mudstone and tuff. The thickness of the upper member is more than 480 meters.

The Mobetsu Formation covers a wide area, ranging from the central and northeastern regions to the western region of the district. This formation unconformably overlies the Kohnomai Formation and Cretaceous System, is composed of 5 members, and is characterized by terrestrial volcanic rocks. The Kamimobetsu rhyolite lava member is up to 350 meters thick, and consists of rhyolite lava and obsidian lava, including perlite lava. The Fumi dacite member is composed of dacite lava and pyroclastic rocks, and is more than 120 meters thick. The Shibunotsunai pyroclastic rock member is composed mainly of acidic pumice tuff, including tuff breccia and lava. Its thickness is up to 150 meters.

The Uenkotan-Yon-Go-Gawa conglomerate member and the Shirakabatoge pyroclastic rock member occur in the western part of the district. The latter is composed of dacitic welded tuff. The thickness

of both ranges up to 260 meters.

The Tomeoka Formation occurs at the eastern part of the district. This formation is composed mainly of basaltic hyaloclastite and lava, intercalated with shale and sandstone. It is up to 580 meters thick.

The Shanafuchi Formation, which unconformably overlies the Tomeoka Formation, the Mobetsu Formation, the Kohnomai Formation and Cretaceous System is extensively distributed throughout the eastern part of the district. This formation, comprised of lower, middle, and upper members, is characterized by lacustrine deposits and terrestrial volcanic rocks. The lower member is up to 200 meters thick, and is composed mainly of conglomerate and sandstone, intercalated with mudstone. The mudstone contains upper Miocene plant fossils and limnetic diatom fossils. The middle member is 50 to 160 meters thick, and consists mainly of acidic pyroclastic rocks, intercalated with andesitic pyroclastic rocks and basaltic pyroclastic rocks, including hyaloclastite. The upper member is up to 220 meters thick, and is made up of dacitic pyroclastic rocks, basaltic lava and andesite lava. The pyroclastic rock includes welded tuff.

There are many dikes, composed of basalt, andesite, dacite and rhyolite, found in the Neogene and Cretaceous Systems. They primarily, run NE-SW, followed in order of abundance by NNE-SSW, N-S and NW-SE.

The Quaternary System

The Quaternary System is composed of the Hakuryu Formation. The Dai-Ni-welded tuff, river-terrace deposits, slope deposits, fan deposits, landslide deposits and alluvium deposits. ds

The Hakuryu Formation is composed of sand and gravel and is up to 8 meters thick. The Dai-Ni-welded tuff is rhyolitic. Other deposits consists mainly of gravel and clay. Terrace deposits in the district are divided into 3 units, t₁-t₃.

Geological Structure

The district is characterized by the prevalence of NNE-SSW and NE-SW trending normal faults.

The Uenkotan Complex of Hidaka Supergroup has a trend of NN E-SSW, and most of the strata dip, 20-90°, west. The Kamimaru Complex has a trend of E-W or NE-SW, and most of the strata dip 10-90° N or 35-80° NW. The Kanayama Complex has a trend of NNE-SSW to NE-SW, and most of the strata dip, 40-90°, NW or SE. The Yubetsu Group has a trend of N-S to NNE-SSW.

The geologic structure of the Neogene System is broadly folded with low to moderate dip. In the northeast corner of the district, the Mobetsu Formation has a gentle basin structure. The Kohnomai Formation has a poorly delineated NE trending anticline and syncline. In the eastern part of the district, the Mobetsu Formation and Shanafuchi Formation have a weak basin structure, resulted from the subsidence in the Shanafuchi period.

Economic Geology

Gold and silver deposits and Cu-Zu-Pb deposits have been found in the district. The Kohnomai Deposits group is the largest, consisting of 12 deposits. The ore deposits are of epithermal fissure-filling Au-Ag quartz veins occurring in sedimentary rock (the Kohnomai Formation), volcanic rock (the Mobetsu Formation), and dike rock. Their veins, which contain native gold, native silver, argentite and other silvers bearing sulphide minerals, have a trend of NE, ENE and WNW. The Kohnomai mine, which began working in 1918, produced 11, 488 tons of crude ore until it closed in 1973. The average grades of this ore were 6.4 g/ton Au and 108 g/ton Ag.

Another gold deposit is found at Kiyokawa area in the southwest corner of the district. The gold deposits here consist of a quartz vein which has a trend of NE and is 90-180 centimeters wide. The grades of the crude ore are 11 g/ton Au and 21 g/ton Ag. This mine has not been worked.

The Kitami mine has big Cu-Zn-Pb deposits, and is comprised of 7 deposits in Cretaceous sediments and Neogene granitic rocks. The veins primarily run E-W and NW-SE, and are composed mainly of chalcopyrite, pyrite, sphalerite, galena, chlorite, quartz, and other minerals. Until the mine was closed in 1963, it produced crude ore in the amount of 605,004 ton Cu, 466,130 ton Pb and 305,300 ton Zn.

In the Kami-Fumi area in the eastern part of the district, the Fumi mine is known for Cu-Pb-Zn deposits. The deposits have both massive ore and network ore, consisting of chalcopyrite, galena, sphalerite, tetrahedrite and pyrite. The mine has not yet been worked.

5万分の1地質図幅説明書

(丸瀬布北部)

昭和63年11月27日(1988)発行

北海道立地下資源調査所

〒060 札幌市北区北19条西12丁目

TEL (011) 747-2211(代)

印刷所 株式会社 大 宣

札幌市中央区南6条西18丁目

TEL (011) 513-2027

EXPLANATORY TEXT
of the
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

SCALE 1:50,000

MARUSEPPU-HOKUBU

(ABASHIRI-23)

BY

Masahiro YAHATA, Jun TAJIKA, Kunihiko KUROSAWA

&

Takeo MATSUNAMI

GEOLOGICAL SURVEY OF HOKKAIDO

OSAMU NAKAGAWA, DIRECTOR

Kita 19 Nishi 12 Kitaku, Sapporo, 060, JAPAN

1988