

---

# 5 萬分の 1 地質図幅説明書

---

## 西 徳 富

(旭川一第 51 号)

地 質 調 査 所

昭和 38 年



## 5 萬分の 1 地質図幅説明書

### 西 徳 富

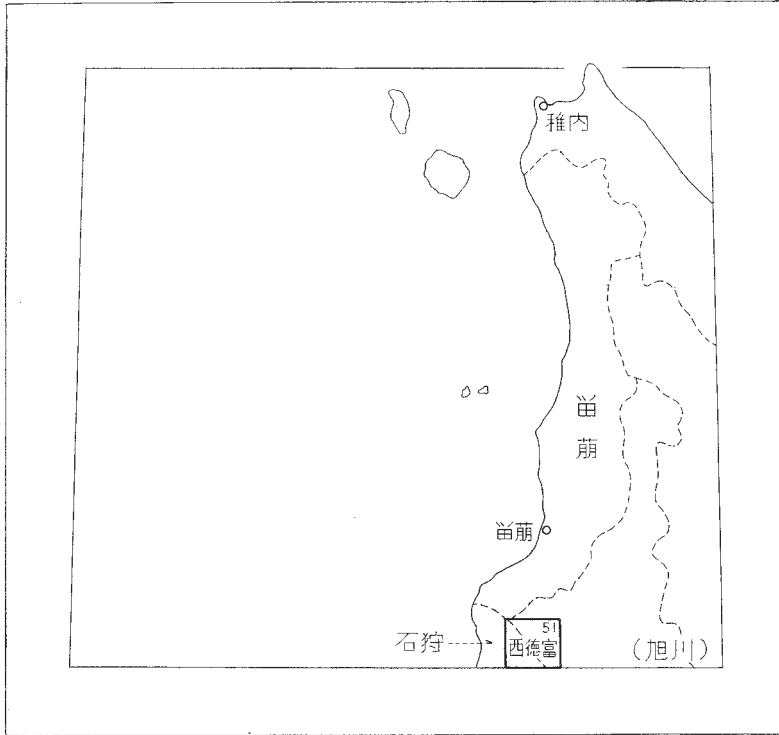
(旭川一第 51 号)

通商産業技官	秦	光	男
通商産業技官	佐	藤	博之
通商産業技官	垣	見	俊弘
通商産業技官	山	口	昇一
通商産業技官	小	林	勇

地 質 調 査 所

昭 和 38 年

位置図



( )は1:500,000 図幅名

## 目 次

I. 地 形	1
II. 地 質	3
II. 1 概 説	3
II. 2 隈根尻層群 (先第三系)	7
II. 2. 1 惣富地川層	7
II. 2. 2 神居尻山層	8
II. 2. 3 別狩嶽層	10
II. 2. 4 隈根尻層群中の岩脈類	12
II. 3 ラウネナイ層 (新第三系)	13
II. 4 西徳富層群 (新第三系)	19
II. 4. 1 壯志層	19
II. 4. 2 ワッカウエンベツ層	22
II. 5 新十津川層群 (新第三系)	23
II. 5. 1 六号線沢層	25
II. 5. 2 徳富層	28
II. 5. 3 前田ノ沢層	29
II. 5. 4 逆川層	32
II. 5. 5 左股層	33
II. 5. 6 増毛層	33
II. 5. 7 滝ノ沢熔岩集塊岩層	38
II. 5. 8 石英安山岩岩脈	39
II. 6 深川層群 (新第三系)	40
II. 6. 1 幌加尾白利加層	40
II. 6. 2 徳富川熔岩集塊岩層	41
II. 7 恵岱岳玄武岩類	43

II. 8 岩脈および熔岩丘 .....	44
II. 9 第四系 .....	45
II. 9. 1 知来岳火山噴出物 .....	45
II. 9. 2 大滝山火山噴出物 .....	45
II. 9. 3 東群別山火山噴出物 .....	46
II. 9. 4 河岸段丘堆積層 .....	46
II. 9. 5 沖積層および岩屑堆積物 .....	47
III. 応用地質 .....	48
III. 1 石油 .....	48
III. 2 石炭 .....	48
III. 3 砂利 .....	49
文 献 .....	49
Abstract .....	1

1 : 50,000 地質図幅  
説 明 書

(昭和 38 年稿)

## 西 徳 富

(旭川一第 51 号)

本図幅地域の野外調査は昭和 30 年、および 31 年に亘って行なわれた。野外調査は、火山噴出岩類分布地域(北部)を佐藤・山口が、新第三系堆積岩類分布地域(中央部)を小林・秦が、先第三紀層などの分布地域(南部)を垣見・秦がそれぞれ担当した。なお、説明書の作成は、主として秦がこれを行なった。調査にあたっては新十津川町役場から種々の便宜を得た。また、帝国石油 KK および石油資源開発 KK で調査した未発表資料を閲覧することができた。海棲化石鑑定の一部は北海道大学魚住悟学士を、植物化石鑑定は同大学棚井敏雅助教授を煩わした。

### I. 地 形

本図幅地域は、北海道の中央西部(日本海寄り)を占める樺戸山地の中央部に位置している。域内の地形は大別して北部・中央部・南部の 3 つの地区に分けられ、それぞれ地質との関係を反映している。

北部は主として、新第三紀から第四紀にかけてのいわゆる暑寒別火山に属する火山噴出物、および火山碎屑岩類からなる地域であり、比較的急峻な地形を示し、多くの高い山を有している。そのおもなものに知来岳(標高 988.0m)・大滝山(標高 1,037.8m)・徳富嶽(標高 928.8m)などがある。また地質との関係で特記すべき点としては、徳富嶽北西の玄武岩熔岩からなる標高 800 ~ 900m の比較的平坦な台地がある<sup>註 1)</sup>。そのほか徳富嶽の南西、<sup>さつくろ</sup>察来山の北部の四番川向斜軸部付近に標高 500 ~ 600m の平坦

註 1) この台地は、北隣国領図幅地域に連続して発達する。

面が発達している。

中央部は主として新第三紀の堆積岩類からなり、標高200～400mの丘陵性地形を示している。たゞ玄武岩の熔岩丘および岩脈からなる鷲峻山(標高505.0m)および四番川北部の△500.1m峰などが突出し、その単調さを破っている。なお、和歌および奥幌加付近に分布するワッカウエンベツ層はとくに軟らかく、一段と低夷な地形を示し、他の地層分布地域とは確然とした差がみられ、また地層のクリープや地這り現象もしばしば観察される。

南部は、先第三系隈根尻層群からなる2つの山塊が東西に位置して、それぞれ南隣月形図幅地域へ連なっており、かなり開析された急峻な地貌を呈している。なお、隈根尻層群の山地には崖が多く、降雨時や雪融けの頃にはしばしば土砂崩れを起こすことがある。この両山塊の間隙には新第三紀の堆積岩類が発達していて、対照的に低夷な丘陵性地形を呈する。

域内を流れる水系のうちでは、徳富川がその流域面積において最大で本地域の半ば以上を占め、当別川・浜益川がこれに次ぐ。徳富川は暑寒別山塊に源を発して地域中央部を流れ、幌加徳富川・ルークシュベツ川・ワッカウエンベツ川など多くの支流を集めて東流し、石狩川に注いでいる。火山噴出岩類からなるこれら河川の上流部ではV字谷をつくり滝も多いが、いったん新第三紀の堆積岩類からなる地域にはいると、開析度も進んで蛇行しはじめ、多くの河岸段丘をつくっている。中・下流部でも、壮志付近、劔の沢入口、吉野付近のように、川が硬い岩石の分布している地域を横切るところでは、川幅が狭まり、溪谷となっている。当別川は察来山以南を流域として南流し、南隣月形図幅・当別図幅両地域を経て石狩川に合流している。浜益川およびその支流は西流して西隣浜益図幅地内で日本海に注ぎ、また厚田川(図幅地域南西隅)も南流から西流して、厚田図幅地内で日本海に注いでいる。

前述の諸河川のうち、当別川と徳富川の本流の沿岸には、河岸段丘が発達し、幌加徳富付近が最大で、3段が観察される。



## Ⅱ. 地 質

### Ⅱ. 1 概 説

この図幅地域の属する樺戸山地は、地質学的にみても1つの独特な単位となっているものである。その北～西部は新第三紀の中頃から第四紀にかけての火山活動の激しかった地域であり、南～東部は隈根尻層群を基盤とする第三紀の堆積盆地が、種々の変遷を経て多彩な碎屑物を堆積した地域である。この図幅地域は、火山岩地域と堆積岩地域とのちょうど境目の部分にあるため、各層準の堆積岩と火山岩とをみることができ、火山層序学的にも注目してよい。のみならず、多分同じ理由によって、新第三系のなかで岩相変化の激しい地域でもある。

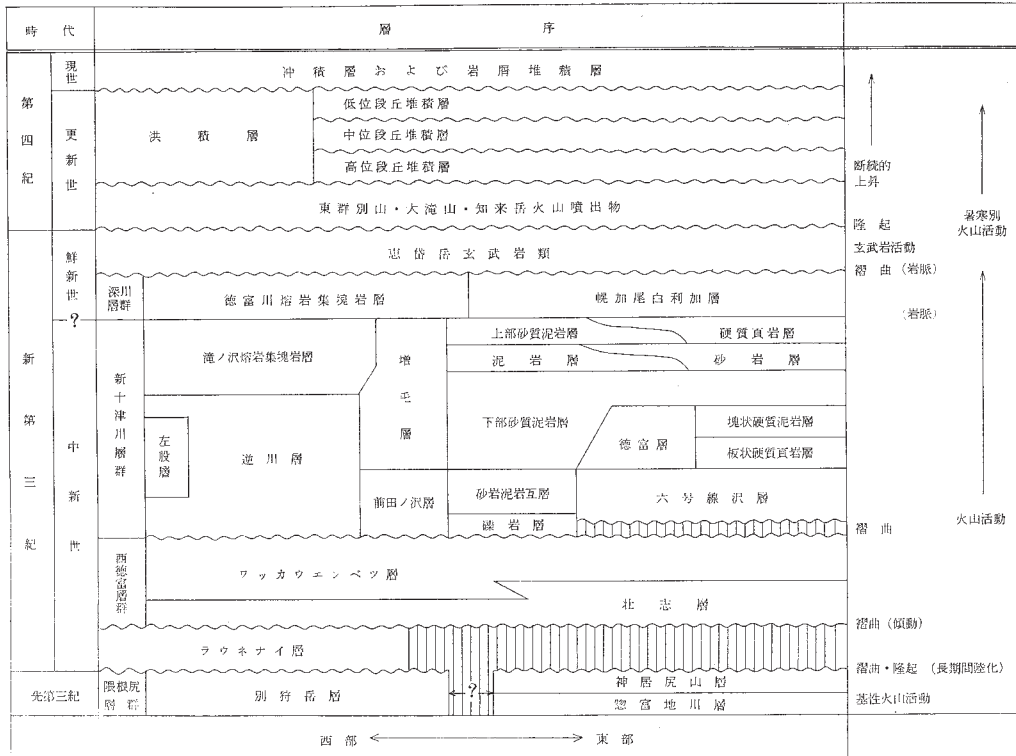
地質の主要構成員を古い方から記すと、先第三紀の隈根尻層群、新第三紀のラウネナイ層・西徳富層群・新十津川層群・深川層群およびこれらに相当する噴出岩類、新第三紀末から第四紀にかけての噴出岩類、第四紀の段丘堆積層および沖積層である。これらの細部および相互の関係を総括して第1表に示す。

先第三系の隈根尻層群は、地域の南東部および南西部にわかれ、それぞれ隣接図幅地域に連続して2大山塊を構成し、樺戸山地の基盤となっている。化石を発見しなかったため、時代は依然未詳というほかはないが<sup>註2)</sup>、岩質や変成度のうえからは、北海道西南部の基盤となっている古期岩類(古生代末期のものと同定されている)によく似ており、すくなくとも基盤に関しては樺戸山地は西南北海道(いわゆるグリントフ地域)と近縁であるといえよう。なお、東西両山塊は岩相を異にするのみならず、変成度にも差(西部がより強い)があるので、この両山塊の間には構造線が推定され、また時代的な差もあるかもしれない。

---

註2) 本調査終了後橋本亘ら<sup>31)</sup>によって、本地域の神居尻山層の礫岩の礫のなかから *Nankinella*, *Schubertella*, *Schwagerina* などの化石が発見されたので、すくなくとも神居尻山層は二畳紀中期以後の時代に属することが明らかになった。

第 1 表 地 質 総 括 表



新第三紀最初の堆積物であるラウネナイ層が、上述の南西部山塊の周辺にのみ分布していることは、古第三系樺戸（夾炭）層の分布が南東部山塊の周辺（たゞし本図幅地域にはないが）にのみ限られているのと同照的である。この時代を異にした陸成の堆積物が、両山塊の周りに別々に存在していることは、樺戸山地が本格的な堆積盆地となる前の基盤の動きを暗示するものであろう。

ラウネナイ層の堆積後には著しい擾乱があり、ラウネナイ層は少なくとも古第三系と同程度の強い褶曲をうけ、複雑な断層によって地塊化している。

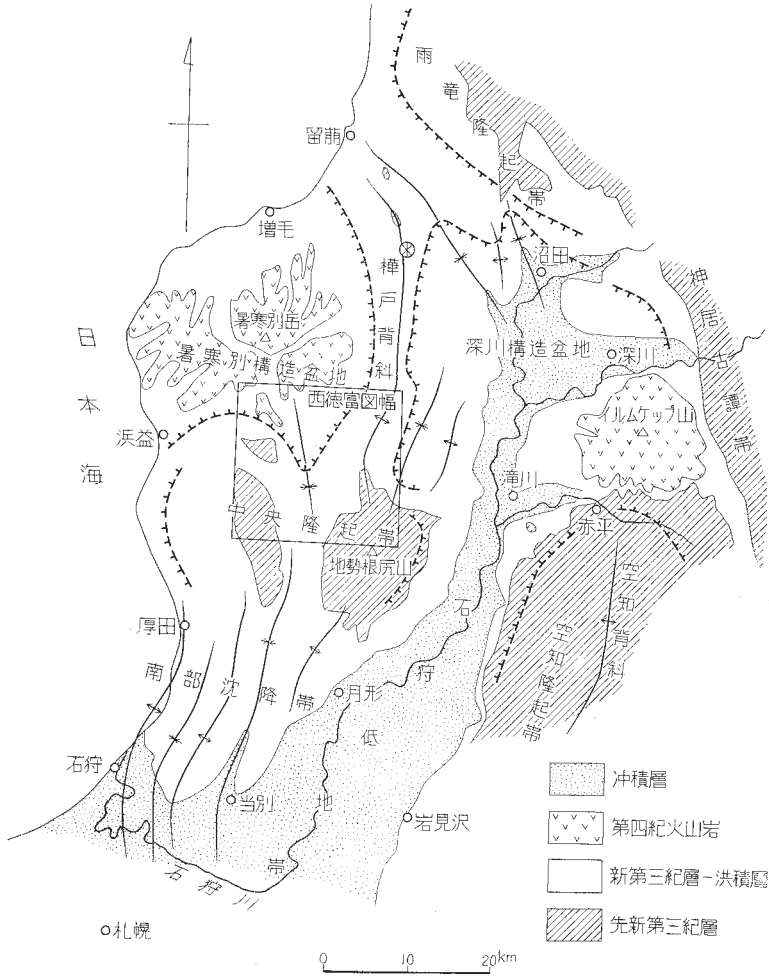
西徳富層群堆積時代（中新世中期）から、樺戸山地は本格的な堆積盆地として生長をはじめた。これ以後の地層は、全体として緩やかで互いに調和的な褶曲構造を示している。西徳富層群は、基底は基盤の起伏を反映して、層厚、岩相の側方変化の激しい礫質の堆積物に富むが、主部は厚い単調な黒色軟質泥岩からなり、暖気候を指示する滝の上～門の沢型の動物化石、および台島型の植物化石を含んでいる。

西徳富層群堆積後に部分的な削剝を伴うやゝ顕著な堆積間隙があり、その後、新十津川層群（中新世後期）から、深川層群（鮮新世）にかけての厚い一連の海成層が堆積した。この時代の初期にも堆積盆地は地域的に分化しており、本図幅地内でも東部・中央部・西部にあきらかに層厚、岩相の差異がみられる。これらの盆地は沈降しながら次第に均一化して行き、新十津川層群堆積末期から深川層群堆積初期にかけては、海の広がり極大に達し、傾向としては樺戸山地のどこでもほぼ一様の堆積物が見られるようになる。たゞし、本図幅地域に関しては、激烈な火山活動の産物によって正常な堆積物の発達妨げられている。

樺戸山地の火山活動は、新十津川層群堆積時代から本格化し、第三紀末期までほとんど連続的に行なわれた。これらの活動は、はじめ南部～西部（厚田～浜益図幅）地域で活撥であり、次第に北方～東方（雄冬～国預図幅）地域へ移動しながら鮮新世でその極大に達した<sup>29)</sup>。本地域でも、すでに新十津川層群基底において安山岩質凝灰岩が存在するほか、以後左股層・逆川層・滝の沢・徳富川熔岩集塊岩層にいたるまで、膨大な安山岩質噴出物がみられる。

深川層群の堆積後（鮮新世末～更新世）ゆるい褶曲運動があり、ついで恵岱嶽玄武岩類が噴出して、北隣国領図幅地域にかけての熔岩台地を形成した。この時期の玄武岩の活動はやゝ広域的で、域内の各地層を貫く玄武岩岩脈がそれを立証している。

第四紀にはいと樺戸山地の大部分は陸化し、北西部では暑寒別火山活動が起り、多くの安山岩質の熔岩や集塊岩が噴出した。本地域では知来岳・大滝山・東郡別山火山噴出物などがこれに属する。



第1図 樺戸山地地質構造概念図

\* 樺戸背斜は国領図幅地域の恵俗別背斜を中心とする複背斜構造全体に与えられた名前で、これが樺戸山地北部沈降帯を東西の構造盆地に2分する役割を有する。

一方、他の地域では、隆起運動によって各河川流域に段丘が形成された。

樺戸山地の現在のすがたをつくった地質構造、とくに新第三系のそれは、主として新第三紀末の「後深川期地殻運動」<sup>註3)</sup>によって完成されたものである。樺戸山地の概略の地質構造と本地域との関係を第1図<sup>註3)</sup>に示す。

## II. 2 隈根尻層群 (先第三系)

樺戸山地全体の基盤をなす先第三系隈根尻層群は、本地域では南東部と南西部に大きくわかれて分布し、それぞれ南隣図幅地域に連続して2大山塊をつくっている。南東部山塊は大体徳富川以南に分布するが、その一部は留久山付近で北へ張出している。また、南西部山塊の一部は浜益村泥川付近で本体と切り離されて新第三系中に孤立して露出している。

本層群は、その岩質から従来樺戸“古生層”と称されてきたものである。しかし年代的な証拠があるわけではなく、岩質や変成度から、少なくとも白堊紀以前のものであろうと予想されるにすぎない。

今回の調査によって、この地域の本層を惣富地川層・神居尻山層(南東部山塊)<sup>註4)</sup>と別狩嶽層(南西部山塊)に区分した。この両山塊の地層の上下関係は未だ不明である。

### II. 2. 1 惣富地川層

本層は南東部山塊の大部分を占めている。図幅地域内では下限は露出していないが、隣接滝川<sup>20)</sup>・月形<sup>24)</sup>両図幅地域内で観察されたところでは、みかけの下位層(隈根尻山層)との関係は整合である。

本層は大部分が黒色粘板岩によって構成されるが、しばしば灰色細粒砂岩と細互層をなし、また一部の地域で輝緑凝灰岩の薄層を挟有することがある。このほか、本層中にはしばしば小規模な斑礫岩、および輝緑岩の岩脈ないし岩床(後述)がみられる。

註3) 小林勇:北海道深川一滝川盆地周辺の新第三紀層の研究—留萌層と滝川層の関係について—, 1959(手記)による。なお第1図は小林の原図をさらに簡略にしたものである。

註4) 南東部山塊における同層群は、月形地質図幅<sup>24)</sup>において7層に区分されたが、惣富地川層と神居尻山層とは、そのうちの“みかけの”最上部である。

粘板岩は黒色で光沢を有し、剝理性に富み、層面と剝理面は多くの場合一致する。砂岩は薄互層部では一般に細～微細粒であるが、1m内外の挟みには中粒のものがある。砂岩は本層上部（神居尻山層との境界に近い部分）で優勢となっている。輝緑凝灰岩は本層の中部および上部に介在し、壮志山付近および南幌加三線沢上流地域にかなり多い。これらは通常1～3mの厚さであるが、函幅地域東端から滝川函幅地域にかけて六号線沢上流に分布するものは、塊状でやゝ厚く、少なくとも30m以上のもの2枚が観察される。輝緑凝灰岩は鏡下では、主として著るしくソーシュル石化ないし曹長石化した斜長石と、ほとんど無変質の単斜輝石からなり、多量のガラス質物質がその間を埋めている。

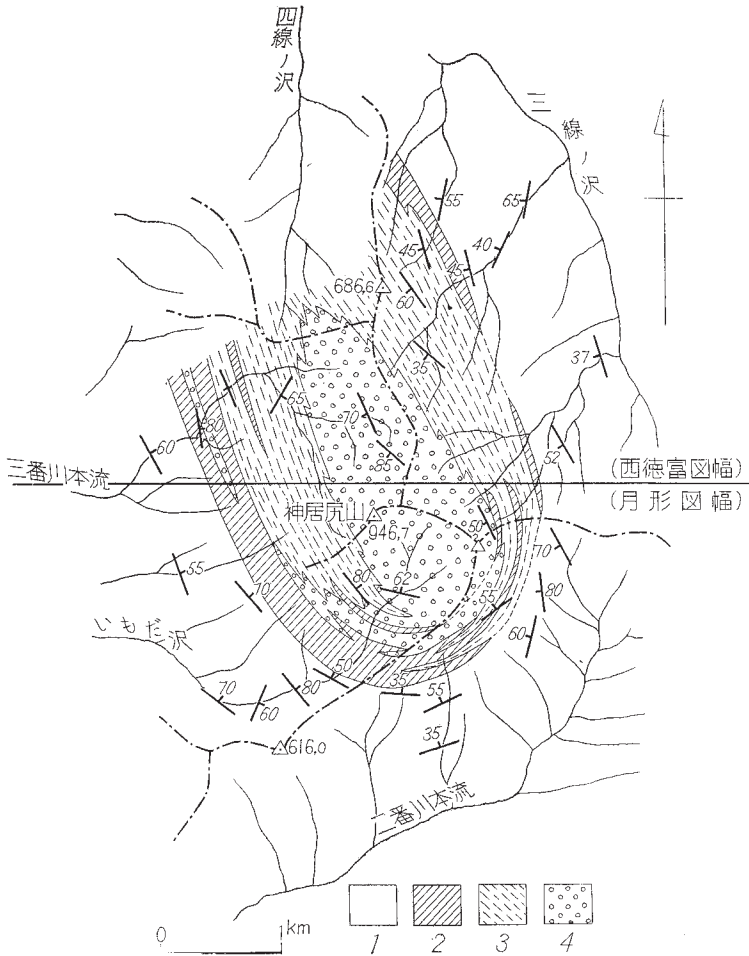
本層は一般に急傾斜で、上下の判定を個々の露頭で行なうことは困難である。全体的にみると東側でN5～20°Eの走向を示して西に傾き、微細な複褶曲・過褶曲や無数の小断裂を示しながらNWの走向に転じ、西側の上部層へと移り変わっている。層厚は測定不可能であった。

## II. 2. 2 神居尻山層

本層は函幅地域南端部の神居尻山（山頂は月形函幅地域内）を中心とした舟底状向斜の中心部に露われるもので、隈根尻層群の最上部を占めている。主として礫岩と砂岩・粘板岩の互層からなり、下部に安山岩質の熔岩ないし集塊岩を挟む。これらは相互に側方変化する。

下位の惣富地川層との境界は、月形地質図幅<sup>24)</sup>にしたがい、便宜上、向斜の西翼側では安山岩の最初にあらわれるところ、東翼側では礫岩の卓越するところに置いた。このように境界を選ぶと、向斜の西翼側では、基底部の上になおかなり厚い砂岩・粘板岩互層を経て礫岩が発達するが、東翼側では惣富地川層の砂岩・粘板岩互層が次第に砂がちとなり、本層の細礫岩および礫質中粒砂岩へと移化し、東西両翼の岩相分布がまったく非対称的である<sup>註5)</sup>。

註5) 月形函幅地域には舟底状向斜の南翼が露われているが、同地質図幅<sup>24)</sup>においては安山岩および礫岩の下限を境界としたため、本層と惣富地層が指交するように表わされている（月形地質図幅説明書10頁参照）（本説明書第2図参照）。したがって両層の境界は月形・西徳富両地質図幅に表わされた限りでは同一層準を示すものではない。向斜の東翼側では安山岩の発達がきわめて悪いが、これを同層準とみなし、岩層分布をやゝ模式的にあらわすと第2図ようになる。仮にこの層準を両層の境界とすれば、向斜の東翼側と西翼側では、岩相分布がかなり対称的となり、この方が合理的であるように見える。たゞこの場合、安山岩の発達していない所では、両層の境界はまったく仮想的なものとならざるを得ないであろう。※



1: 粘板岩および砂岩 2: 安山岩熔岩および集塊岩 3: 砂岩粘板岩互層 4: 礫岩の卓越する部分  
(地形は5万分の1地形図を航空写真により修正してあらわした)

第2図 神居尻山岩層相変化概念図

※筆者らの踏査した後、東京教育大学橋本亘教授らがこの地域を調査し、南翼部の本層基底近く(礫岩と安山岩との間)に不整合の存在を報告している<sup>31)</sup>。これは筆者らの上記の見解と矛盾するが、両層の境界の問題は将来もっと解明されるべきであろう。

礫岩は、細粒のもの (granule size) からやゝ粗粒のもの (pebble-cobble size) まであり、淘汰はやゝ良好、円磨度も一般に良好である。礫種は多様で、黒色砂質粘板岩・細粒砂岩・アルコース質中粒砂岩・珪岩・雑色チャート (ラジオラリアを含むものがある)・チョコレート色の普通輝石紫蘇輝石玢岩・緑色の角閃石玢岩などからなり、また“同時礫”と考えられる粘板岩をパッチ状に含むことがある。基質は粗～中粒硬砂岩質のものと、著しく凝灰質のものがあり、後者のうちのあるものは集塊岩のような外観を呈する。

砂岩は、粘板岩と互層する部分は一般に黒～灰色、細粒であり、礫岩と互層する部分は灰～灰緑色、中～粗粒、硬砂岩質である。粘板岩は下位の惣富地川層のものとはほぼ同質で黒色を呈し、砂岩と細互層しグレーデットベッディングを示すものが多い。

本層は上限が削剥されていて不明であるが、一般に西翼側で厚く、図幅域内では西翼側は 1,000m 以上、東翼側は 500～600m と算定される。たゞし東翼側は下限 (惣富地川層との境) も明らかではない。

本層の西翼側の下底部には、厚い (安山岩) 玢岩質の集塊岩～熔岩が発達する。本図幅地域内の三番川本流 (左股) 流域の本層基底部では、いわゆる集塊岩状を呈するが、礫岩や砂岩、粘板岩を多く挟んでおり、熔岩が礫岩を膠結したようにみえる所もある。また、安山岩は基底部以外のところにも薄く挟まれており、東翼部では惣富地川層のなかにも岩床状に挟まれているものがある (脚註 5 参照)。さらに、前述のように本層の礫岩の基質もしばしば凝灰質であるが、これも検鏡すれば熔岩とほぼ同様の性質を示し、神居尻山層の時代を通じ、相当激しい安山岩質火山活動のあったことを物語っている。本岩は暗緑色、塊状で粗粒な外観を呈するものが多い。斑晶は多量の単斜輝石 (普通輝石) と斜長石とからなる。単斜輝石は自形、新鮮で大きく、まれに長径 6mm にも達する。斜長石はソーシユル石化および曹長石化している。石基はおゝむね毛氈状組織を示し、部分的にガラスを多く含む。杏仁状孔隙 (径 0.5mm 以下) が発達し、沸石類および炭酸塩鉱物によって埋められている。

### II. 2. 3 別 狩 嶽 層

本層は図幅地域南西部から月形図幅地域へかけての山塊 (別狩嶽山塊) を構成する先第三系の総称であり、規模からいえば 1 つの層群に充分匹敵するものであるが、そ



の分帯と南東部山塊との関係を明らかにできなかったので、便宜上隈根尻層群のなかに一括した。

本層は、その大部分は黒色粘板岩からなり、処々粘板岩・砂岩の互層からなる。また、珪質岩・輝緑凝灰岩・珪質凝灰岩・石灰質粘板岩(稀)などを挟む。なお、後述するように、輝緑岩および閃緑岩質の岩床・岩脈が処々でみられる。走向傾斜は個々の地点では著しく乱れているが、全体としてみるとNW-SE方向で、みかけ上SWの傾斜を示すところが多い。

本層は、東部山塊の隈根尻層群よりも強い変成作用を蒙っており、とくに北方にそれが著しくなる傾向がある。ために、厚田川上流やラウネナイ沢上流では、外観、灰白色となり、絹雲母光沢を示す千枚岩化した粘板岩や、片理を示す砂岩・凝灰岩・輝緑岩などをしばしば見ることができる。さらに、ラウネナイ沢上流や泥川付近の本層の一部では、低度の動力変成作用を受け、鏡下において圧碎斑状構造を示す典型的なミロナイトに変わっているものがある。

泥川地域のものは鈴木醇<sup>16)</sup>によってすでに報告されているが、それによると、肉眼的に灰白色で千枚岩質の片理が発達し、処々粘板岩質破片よりなる黒斑を混入するもので、鏡下においては圧碎斑状構造が著しく、主として0.2～0.3mmときには1mmに及ぶ石英(著しく多量)および斜長石の間を0.1mm以下の石英・斜長石・絹雲母・燐灰石・炭質物などが片理にほぼ平行して配列している。なお処々に2～3mmの黒色粘板岩の破片が認められる。これらによって、本岩は珪質の砂岩が低度の動力変成作用を受けて生じた典型的なミロナイトであるとされている。

ラウネナイ沢上流においても、上記とほぼ同様のミロナイトが観察される。すなわち外観黒鉛光沢を示し、片理のいちじるしく発達したものは、鏡下においてはやはり圧碎眼球構造を示し、0.1～0.3mmの眼球状に残された斜長石・石英・揮石(稀)を包んで、炭質物、二次的な石英・絹雲母・角閃石・燐灰石などの0.02～0.05mmの細粒が流状をなして配列している。絹雲母にはまれに0.5mmに及ぶものがある。本岩もやはり砂岩から変成したものであろうが、輝石粒は輝緑凝灰岩と関係があるものかもしれない。なお、本岩はその産出地付近でもっとも変成度の高いものである。付近一帯は粘板岩を主とし、砂岩を従とする互層の発達する地域であり、粘板岩のなかにも絹雲母を生じ千枚岩化したものもあるが、一般に変成度にはムラがあるようである。

本層中で変成をうけた場所は全体として北部に偏っているが、特定の“帯”をなすものではなく、比較的変成度の高い部分は散点的である。

本層が、7層に区分された東部山塊の隈根尻層群のうちのどの部分に相当するかは

明らかでなく、岩相的にはどの層にも相当しないようで、変成度や貫入している火成岩の性質の違い(次節参照)を考慮すると、本層は東部山塊の隈根尻層群よりも時代が古いとも考えられる。すくなくともこの両山塊の間には大きな構造線が想定される。

## II. 2. 4 隈根尻層群中の岩脈類

隈根尻層群には多くの火成岩脈・岩床および熔岩がみられるが、これらはすべて基性岩類で、深成岩から噴出岩におよび多様な現出状態を示す。このうち熔岩については神居尻山層の項ですでに述べたので、こゝでは岩脈・岩床について述べる。

岩脈類は、大ざっぱに2群に分けられる。1つは斑晶に単斜輝石をもつ群で、各層準にあらわれ、現出状態もまた多様である。もう1つは別狩嶽層の地域にあらわれる角閃石玢岩～閃緑岩である。

**斑玢岩ないし輝緑岩質**のものは、惣富地川層の各地と別狩嶽層の主として西側の地域とにみられ、一般に著しくソーシュル石化あるいはまれに絹雲母化した斜長石と、やゝ新鮮で半自形の単斜輝石とからなり、その組織は、石基をもたずに構成鉱物が半自形一粒状組織を示すもの(斑玢岩)、オフィチック組織を示すもの(輝緑岩質斑玢岩)、石基を有し斑状組織を示すもの(斑玢玢岩)、埴間組織～間粒状組織を示すもの(輝緑岩)などさまざまであるが、これらは本源的には同一性質のものと考えられる。たゞし、まれに長柱状の角閃石と黒雲母とが認められるものがある。副成分としてはチタン鉄鉱が多い。なお別狩嶽層を貫くものには、片理を有するもの(変輝緑岩)がある。

**角閃玢岩ないし閃緑岩質**のものは、南隣月形図幅地域で別狩嶽層の東側に無数の小岩脈としてあらわれ<sup>24)</sup>、本図幅地域では、その延長部にあるラウネナイ沢流域に若干が認められる。斑晶は主として普通角閃石と斜長石とからなり、まれに透角閃石を有することがある。斜長石は著しく曹長石化、ソーシュル石化し包有物が多い。角閃石は量も多く(まれに角閃石のみからなるものがある)大きき玢さも8mmに達するものがあり、自形性が強い。透角閃石は上記角閃石の両端が変わったものとして、または針状の単結晶をなして産する。普通角閃石との境界は明瞭な一線を画して接する場合と、末端が筈状をなしている場合がある。石基は完晶質で、0.2～0.8mmの長柱状角閃石が圧倒的に多く、その間を斜長石・石英が填めている。副成分鉱物としてはジルコン・燐

灰石・鉄鉱などが認められ、2次鉱物としては緑泥石が多い。本岩類の大部分はその斑状構造から角閃玢岩と称すべきであろうが、まれには半球形一粒状組織を示し、閃緑岩と称すべきものも存在する。

### II. 3 ラウネナイ層 (新第三系)

本層は、隈根尻層群西部山塊 (別狩嶽層) の東部周縁のみに限り発達分布する。基底部には礫岩が発達するほか、地域的に安山岩熔岩・同質集塊岩があり、これらの部分を主部と区別し、基底部として図上に示した。

地質図にみられるように、本層の主部は隈根尻層群と大きな衝上断層 (別狩嶽衝上<sup>24)</sup>の延長) で接しているが、基底部だけは隈根尻層群を不整合に蔽ったまゝ衝上した側にとり残されている所がある。上限は本層分布地の北端部で、西徳富層群に著しい不整合で蔽われているほかは、各層と断層で接している。のみならず、本層自身著しい擾乱を受けているため、今回の調査では層序を編むことができなかった。したがって、こゝでは岩質の大体の傾向のみを記述するに止める。

**基底部** 礫岩は、基盤の隈根尻層群を直接母材にしたと考えられる角礫～亜角礫を主とし、これに少量の円礫を含んでいるのが一般で、まれには円礫のみの所もある。礫の大きさは場所によりまちまちで、分級も一般には甚だ悪い。礫種は角礫～亜角礫と円礫とではその構成がやゝ異なっており、前者は黒色砂岩・同粘板岩・角閃石玢岩 (ラウネナイ付近から月形図幅地域にかけて基盤のなかに無数にあるものと同じ) を主とし、紫蘇輝石玄武岩 (風化している)・ケラトファイア? (あるいは曹長石化のすすんだ長石斑岩)・輝緑岩・脈石英?などを少量まじえている。一方、後者は黒色砂岩・同粘板岩のほか灰色のチャート・玢岩質凝灰岩がかなり多く、流紋岩・輝緑岩を少量混えている。ラウネナイ川では、基底部の礫岩のなかに流紋岩質凝灰岩の小レンズ (厚さ0～80cm+) が含まれている。

安山岩は、五番川～ラウネナイ川間の山稜部に厚く分布するほか、図幅地域の南端部 (ラウネナイ川支流) でも観察された。いずれも前記の礫岩と互層している。一般に暗灰色～赤褐色の緻密な輝石安山岩で、熔岩および“集塊岩”状を呈する。“集塊岩”は大部分は自破砕性であるが、まれにそのなかに角閃石安山岩の角礫を含む。斑晶は斜長石と普通輝石とからなり、斜長石は1.0mm前後の卓状を示し、基性の中性長石

の性質を示す。普通輝石はごくまれに認められ淡緑色を呈している。石基はピロタキシチック組織を呈し、斜長石微晶と鉄鉱とよくなる。微晶は多少の方向性を有して流状に配列する。

この安山岩はまた、ラウネナイ層の主に挟まれる礫岩の礫中にも介在する。

**主部** 主として砂岩・泥岩の互層からなり、これに礫岩をひんぱんに挟み、まれに凝灰岩および石炭を挟む。砂岩および泥岩はまとまった厚さのものも存在するが、一般にはきわめて分級のよい律動的の薄互層としてあらわれる。露出面は縞状を呈し、偽

第 2 表 ラウネナイ層重鉱物分析表  
Frequencies of Heavy Minerals in the Raunenai Formation

Locality	1	2 **	3	4	5	6	7	8	9
Pyrite	×× ××	×× ××		× ××	××		××	× ××	
Hematite						× ××			
Hornblende									××
Augite		—							
Hypersthene		—		—			—		
Anatase	×		× ××	××	×				
Allamite									×
Apatite	×			—	×				
Biotite								—	
Garnet	×	×	×× ××	×	×	××	×	—	×
Tourmaline	×	×		×	×	—			—
Zircon	××	××	××	××	××	××	××	××	× ××
Others (indeterminant)							×	×	
Percent of Heavy Minerals*	0.07	0.06	0.09	0.80	0.08	0.08	0.64	0.26	0.17
Percent of Magnetite	10.0	11.1	10.5	52.4	62.5	25.0	31.8	37.0	53.3

\* except Magnetite

(分析者：燃料部 佐藤良昭技官)

\*\* ワッカウエンベツ層砂岩 (比較のため分析したもの)

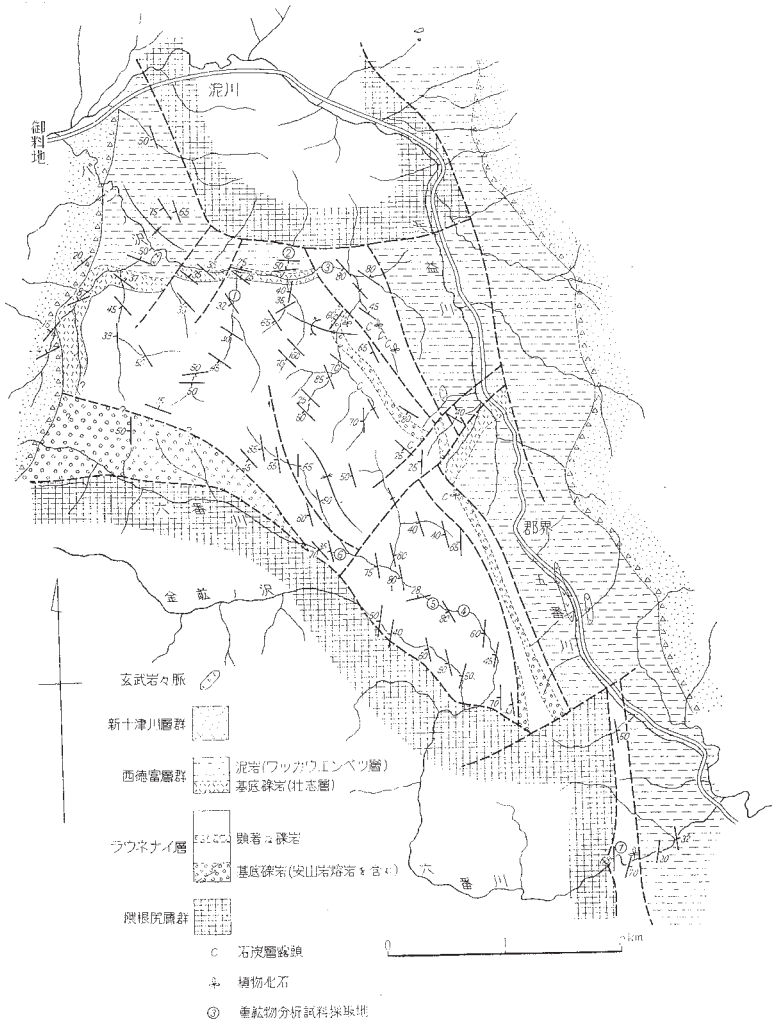
×× : dominant    × : rich    ×× : common    × : few    — : present

層はほとんど認められず、月形図幅地内で波長の短い漣痕が発見された<sup>24)</sup>。泥岩は灰色～暗灰色で一般にはなはだ軟らかく、そのうちのあるものは西徳富層群の泥岩と見分けがつかないほどである。砂岩は一般にかすかに青～緑色を帯びた淡灰色で、粗～細粒に及び、白粒(長石類の風化したもの)・赤粒(おそらく赤鉄鉱化した安山岩片)・雲母片(とくにラウネナイ川流域に多い)の目立つものが多い。鏡下でみると安山岩片がかなり含まれている。代表的な砂岩の重鉱物分析の結果を第2表に示す(分析者:本所・佐藤良昭技官)。礫岩は基底部と異なり、円礫～亜角礫を主とするものが多く、分布地域の北部に卓越する。とくに地質図に示した礫岩は、厚さ数10～100m+で連続性もよく、礫のなかにはまれに2mを超す巨大なものが認められる。礫種は先第三系の粘板岩および砂岩が圧倒的に多いが、前記の厚い礫岩のなかには、このほかに蛇紋石化した橄欖石を含む輝緑玢岩・輝石安山岩・赤褐色、緻密な特徴ある硬い凝灰岩?(鏡下で観察するとほとんど全部安山岩片からなり、赤鉄鉱化している)などが多量に認められる。このうち後2者は、本層基底に噴出した安山岩から由来したものであろう。凝灰岩はラウネナイ川で厚さ2m以上のもの2枚が認められた。青灰色、緻密な流紋岩質凝灰岩で、炭質物を含み、ベントナイト化している。このほか砂

第3表 ラウネナイ層産出植物化石表  
Plant Fossils from the Raunenai Formation

- Equisetum* sp. cfr. *arcticum* HEER  
*Metasequoia occidentalis* (NEWSB.) CHANEY  
*Glyptostrobus europaeus* (BRONG.) HEER  
*Populus* sp. cfr. *balsamoides* GOEP.  
*Juglans* sp.  
*Fagus* sp.  
*Castanea Ungerii* HEER  
*Quercus sinomiocenicum* HU et CHANEY  
*Q.* sp. cfr. *sinomiocenicum* HU et CHANEY  
*Zelkova Ungerii* (ETTINGS) KOVAT.  
*Z.* sp.  
*Liquidambar* ? sp.  
*Sorbus* sp.  
*Acer subpictum* SAPORTA  
*A. fatisiaefolia* HUZIOKA  
*A.* sp.

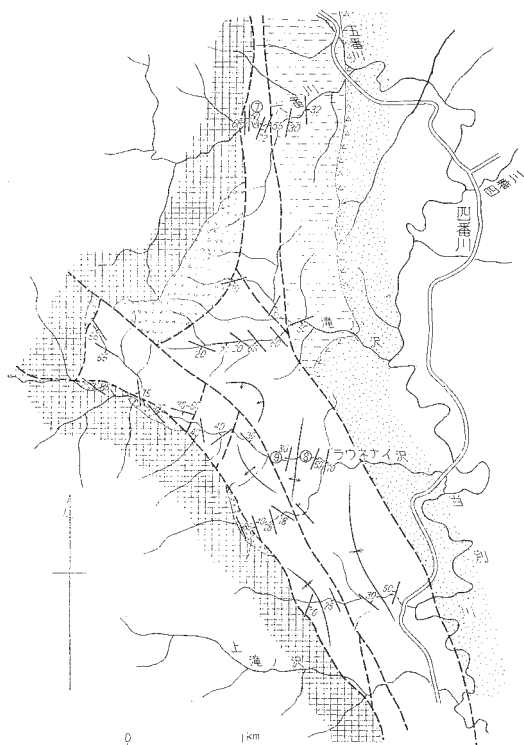
(鑑定・棚井敏雅)



第3図a ラウネナイ層分布地域地質略図(その1 北部地域)

岩のなかに凝灰質のものが若干みとめられる。

本層のなかには砂岩・泥岩をとわず至るところ炭質物を含み、それが集まって黒い縞状を呈するところも少なくない。本層分布地の北東の端近く(盤の沢支流および浜益川最上流部)に数枚の粗悪な石炭層の露頭が観察された(48頁参照)。植物化石を各所から大量に産する。保存がわるく、鑑定に堪えるものはすくないが、上記のものが同定された。



第3図b (その2 南部地域)

以上のことから推論すると、本層は非海成堆積物で、静かな環境の下に堆積したものであろう。

ラウネナイ層は南部一主として五番川以南で月形図幅地域に至るまで細長く分布す

註6) この部分は地形図の細部が誤っているのでルートマップをもとにした地質図を第3図に示す。

る地域一と、北部一主として六番川から盤の沢にかけてや、幅広く分布する地域<sup>註6)</sup>一とでは若干岩相が変化する。すなわち、南部では泥岩の卓越した互層（泥がち互層）が多く、礫岩は基底部を除ききわめてまれで、岩質は、はなはだ軟弱であるのに反し、北部では砂がち互層が卓越し、礫岩もひんぱんに挟み、岩質もや、堅硬である。炭質物は南・北ともに多いが、石炭層としてまとまったものは北部にのみ産する。たゞしこの両者の区別は中央部であいまいである。この地域性が単なる岩相の側方変化のみによるものであるのか、あるいは層序的な上下関係があるためなのかは、本層の構造が複雑で層序が細分されていないために明らかでない。

**時代・対比** ラウネナイ層<sup>註7)</sup>は、従来詳しい調査の報告がほとんどなかった。ただ本層全体から見ると、北端の部分にあたる盤の沢流域付近に石炭を産するところから、「泥川の夾炭層」と呼ばれ、漠然と月形～砂川図幅地域の樺戸（夾炭）層に対比されてきた。したがって本層は樺戸層自体の時代論の変遷とともに、近年までは新第三系とされ—例えば60万分の1北海道地質図<sup>32)</sup>など—また最近では古第三系とされた—例えば飯島東<sup>註3)</sup>—ものである。一方橋本互は、岩相上から樺戸層に対比することに疑問を抱き、すくなくとも樺戸層よりは新らしく、中新世（未分離天塩統）に属するとした<sup>註9)</sup>。月形地質図幅<sup>24)</sup>においては、やはり岩相上から、本層（非海成層）は新第三紀に属し、おそらく中新世中期の奔須部都層≡ワッカウエンベツ層（海成層）の同時異相であろうとした。しかしこれらの説は、いずれも確実な証拠に乏しく、推論の域を出なかったものである。

しかるに、今回の調査で次の諸点が明らかとなった。

- 1) ラウネナイ層は、分布地域の北端部で、中新世中期に対比される西徳富層群に著しい傾斜不整合で蔽われており、同層群との間には激しい擾乱を伴う時間間隙が認められる。したがってラウネナイ層は西徳富層群と同時異相ではありえない。
- 2) 採取した植物化石（前述）は、棚井敏雅の鑑定によれば、明らかに中新世を指

註7) 月形地質図幅<sup>24)</sup>において命名。たゞし模式地としては、分布範囲も広く、石炭を産し、古くから「泥川の夾炭層」といわれてきた盤の沢地域をとりたい。ところが、「盤の沢層」はすでに他地域で別な地層に対して使用されている（月形・厚田両地質図幅）し、また泥川そのものには本層は分布しておらず、他に適当な地名がないので、模式地とは離れるが已むを得ず月形地質図幅のまゝ、ラウネナイ層とした。

註8) 飯島東<sup>27)</sup>は重鉱物分析から樺戸層を古第三系としたが、ラウネナイ層については調査せず、従来の樺戸層＝ラウネナイ層の説に従って古第三系としたと思われる（Geologic Map 参照）。

註9) 20万分の1北海道地質図<sup>28)</sup>の14頁参照



示し、しかもかなり暖気候を指示するものである。同氏によれば、この植物群は西南北海道の吉岡層(中新世初～中期?)のそれにもっとも似ているという。

以上のことから、ラウネナイ層は古第三紀の樺戸層にも、中新世中期の西徳富層群にも対比されず、中新世の比較的初期に属する独立した層準のものと考えねばならない。樺戸山地全体を通じて、この層準のものは本層以外にはみいだされていない。北海道全体を考えると、この層準に近いと考えられる夾炭非海成層としては、道中部の朝日層～羽幌層層準のものや、道南部の吉岡層～茅沼層層準のものなどがある<sup>註10)</sup>が、ラウネナイ層がこれらのいずれに対比されるべきものかは未だ明らかでない。

従来対比されていた樺戸層とは、化石内容は勿論であるが、岩質的にもかなりの差異をみいだすことができる。しかしラウネナイ層と樺戸層とは、時代こそ違え、ともに石炭を挟む陸成層であり、先第三系の周辺に局部的に発達し、激しい擾乱をうけている点などでは共通している。しかもこの両者は直接に重なり合っておらず、堆積地域を異にしている点は、古第三紀末から新第三紀始めにかけて、樺戸山地が本格的な海進を受ける前の基盤の動きを暗示している。

## II. 4 西徳富層群(新第三系)

本層群を、<sup>そうし</sup> 壮志層およびワッカウェンベツ層の2つに区分したが、このうち後者が本層群の主体をなし、前者はその基底部に発達する礫質相に対して名付けられたものである。したがって、とくに壮志層は堆積した場所によって、岩質や層厚の変化が激しく、また一部では壮志層上部とワッカウェンベツ層下部とは明らかに異相関係にあるので、この2層が時代的に新旧を示すものではない。

西徳富層群は、樺戸山地北部のユードロ層<sup>5)15)</sup>、南部のポンスベツ層<sup>5)24)</sup>などとともに、樺戸山地における本格的な海進による最初の堆積物であり、中新世中期に属する。

### II. 4. 1 壮 志 層

本層は、① 壮志、農場の沢および南幌加一線の沢から四線の沢にいたる隈根尻層群東部山塊の周縁部に分布するものと、② 図幅地域西部でラウネナイ層と接するものと

註 10) これらの層準は、植物化石内容から相互に時代が異なるといわれ<sup>28)</sup>、定説となっていない。

に分かれている。この両者は層厚も著しく異なるが、西徳富層群の基底層という意味で一括したものである。②の地域では、直接の下位層であるラウネナイ層を著しい傾斜不整合で蔽っているのは注目に価することで、本層堆積前、すなわち樺戸山地に海進の始まる前の“中新世”の一時期に相当の擾乱のあったことを物語っている。①の地域では隈根尻層群とはもちろん傾斜不整合関係にあるが、多くは断層で接し、本層の分布は地塊的である。

以下においては、①の地域のもを壮志層本体として記載し、②の地域のものはその異相として扱う。

本層は主として礫岩と砂岩との互層からなり、暗灰色砂質泥岩を挟む。

礫岩は本層の主体をなすもので、砂岩と互層する場合は、一般に層の厚さは1～4mであるが、基底部では場所により数10mに達する。新鮮な所は灰色～青灰色であるが、風化すると黄灰色～帯黄灰白色を呈するのを常とする。南幌加三線沢および一線沢の一部には、基質が灰白色の石灰質泥岩からなるものがある。礫は通常先第三系起源の黒色粘板岩・灰色硬砂岩・輝緑岩・輝緑凝灰岩・閃緑岩・優白質岩類および珪質岩などの円礫～垂角礫からなる。大きさは普通2～6cmであるが、まれには20cmに達するものがある。なお、本層中には炭粒が多く含まれる。

砂岩は中～粗粒、一般に塊状、青灰色で風化して帯黄灰色を呈する。互層部においては通常20cm～1mで、なかには3～4mの厚いものもある。これらのなかには多少とも細礫が散在している。また礫岩中と同様炭粒が顕著で、ときにそれが密集して縞状を呈することがあり、壮志層の一特徴となっている。

泥岩は暗灰色、砂質を呈し、礫岩・砂岩互層中に20～60cmの厚さで介在するのが普通であるが、その量は多くない。

層厚は地域によってかなりの差がある。南幌加一線沢では720mを算し最大であるが、四線沢では450～500m、壮志および農場の沢では、90～110mにすぎない。このような堆積量の差は、前述のように一部では上位のワッカウエンベツ層との異相関係にも起因するものであるが、一方では堆積時の基盤の状況に、大きく支配されていたことがうかがわれる。

本層中の化石はすくないが、留久山南東の道路側の崖・南幌加一線沢中流の礫岩・同じく四線沢上流の礫質砂岩中などから、第4表に示すものが認められた。

第4表 壯志層産出化石  
Molluscan Fossils from the Sōshi Formation

*Pecten* sp.

*Ostrea gigas* THUNBERG

*Ostrea* sp. (*gravitesta* type)

*Clinocardium* cf. *shinjiense* (YOKOYAMA)

*Dentalium* sp.

なお、本層の延長部にあたる東隣滝川図幅地域においては、*Pecten kimurai* YOKOYAMA, *Ostrea* cf. *gravitesta* YOKOYAMA ほか数種が報告されている<sup>註11)</sup>。

盤の沢および浜益川上流(前述②の地域)に露出している本層は、上述のものとは全く岩相を異にしており、端的にいえば著しく火山砕屑岩質である。主として礫岩および礫岩と砂岩との互層からなるが、礫岩の礫のなかに、普通の円礫のほか、おびたゞしい量の泥岩?(ガラス質凝灰岩?)の角礫～亜角礫を含有する。この“泥岩”礫は緑色を呈し軟質で、きわめて特徴的である。礫岩の基質は一般に暗灰色の泥岩である。これと互層する砂岩は緑色、中～粗粒で著しく凝灰質であり、検鏡すると多量の海緑石が認められる。ところにより凝灰角礫岩も混っている。上部に至って泥岩の挟みが多くなり、礫岩も含礫泥岩と称すべきもので、かつ同時礫と考えられる泥岩礫(緑色を示さない)を含むようになり、次第に塊状泥岩～砂岩泥岩互層(ワッカウエンベツ層)に移化する。浜益川本流に僅かに露出するものは上記と同じ凝灰質礫岩であるが、これを南西の小沢に追跡すると、直ちにあざやかな緑色を示す石英安山岩質の凝灰角礫岩～火山砂岩に移化する。なかには自破砕状の熔岩もあるらしいが、現地での判定は困難である。本岩を鏡下で観察すると、量比はやゝまちまちであるが、やや破片的な斜長石・石英・黒雲母・輝石(緑泥石化している)の斑晶と隠微晶質の石基からなり、また基盤岩の破片を含み、全体に緑泥石化著しく、おそらく緑泥石化した黒雲母石英安山岩、ないし同質の結晶凝灰岩と称すべきものである。

この地域の本層中からは化石をほとんど発見せず、僅かに盤の沢において *Metasequoia* sp. 1 コを採集したのみである。

層厚はこの地域では 50～150m+ である。層厚も岩相も異なる本層が、模式地のそれと同じ層準のものかどうかは甚だ疑わしい。

註 11) 滝川地質図幅<sup>20)</sup> 惣富地層(砂岩・礫岩層)産出化石表参照。

## II. 4. 2 ワッカウエンベツ層

本層はワッカウエンベツ川流域を標式地とし、ルークシュベツ川・徳富川・当別川および浜益川流域に広く分布し、図幅地域内の約4分の1の面積を占めている。下位壮志層とは整合漸移で、例えば壮志の小沢で漸移部がよく観察されるが、前述のように本層の下部は壮志層の一部と異相関係にある。

本層は主として暗灰色～黒色、塊状の泥岩からなり、まれに砂岩・細礫岩および泥灰質岩の薄層を挟有するきわめて単調な岩相を示す。このため本層の構造は砂岩・礫岩・泥灰岩などの夾みによって辛うじて知られるにすぎない。泥岩は一般にはなほだ軟弱で、地回り、崩壊をおこし易く、このため本層の分布地域は地形によく反映されて、他層との区別は容易である。風化すると多角葉片状に破碎する性質がある。また全体に黄鉄鉱の自形結晶(2～7mm)が含まれており、本層の堆積環境を暗示している。

新十津川地区(模式地)の本層は、主として塊状の黒色～暗灰色泥岩、および暗灰色軟質泥岩からなる。今回の調査でも本層の分帯はできなかった。しかし大体の傾向として岩相は北部ではより泥質で、厚さ10～20cmの砂岩をまれに挟有する程度であるが、南部では砂質となる傾向があり、南幌加一線沢および留久付近では10～40cmの砂岩を多く挟んでいる。これらの岩相の水平的な差異は、隈根尻層群の山塊の存在に起因するものであろう。泥岩中には泥灰岩団球(通常径5cm以下)を含んでいるが、幌加徳富川流域で特に多い。下位の壮志層と指交する付近をのぞき、本層中にはほとんど礫岩を挟有しないが、ルークシュベツ川下流および南幌加四線沢では中粒砂岩～細礫岩の薄層が多い。南幌加～奥幌加およびルークシュベツ川中流で、本層の中部に *Ostrea* 帯(連続性不明)が認められた。

当別川および浜益川流域の本層は、模式地に較べると砂岩層をほとんど挟有しないが、岩質の軟弱さ、黄鉄鉱結晶の含有、風化面の破碎する特徴などは模式地のものと全く同一である。ただし盤の沢流域において、ラウネナイ層と隈根尻層群に挟まれて分布するところでは、砂岩と泥岩の律動的細互層からなり、一見下位のラウネナイ層の互層部とはなほだ似ている<sup>註12)</sup>。当別川本流および五番川入口で *Ostrea* の密集帯

註12) しかし、新十津川地区の本層あるいは留萌地方の本層相当層(ユードロ層)のあるものとも似ている。

があるので、この地区の本層は、新十津川地区の中～上部に相当するものかもしれない。

本層中からは第5表のような貝化石を産した。このうち *Ostrea* 以外は一般に散点的である。なお、新十津川地区の本層産の介化石および有孔虫化石については、今西茂<sup>15)</sup>によって多数報告されている。

第5表 ワッカウエンベツ層産出化石

Molluscan Fossils from the Wakkauembetsu Formation

*Nuculana* sp.

*Ostrea gigas* THUNBERG

*Ostrea* sp. (*gigas* type)

*Ostrea* sp. (*gravitesta* type)

*Lucinoma* cf. *acutilineatum* (CONRAD)

*Venerupis* (*Siratoria*) *siratoriensis* (OTUKA)

cf. "*Siratoria*" *siratoriensis* (OTUKA)

*Batillaria yamanarii* MAKIYAMA

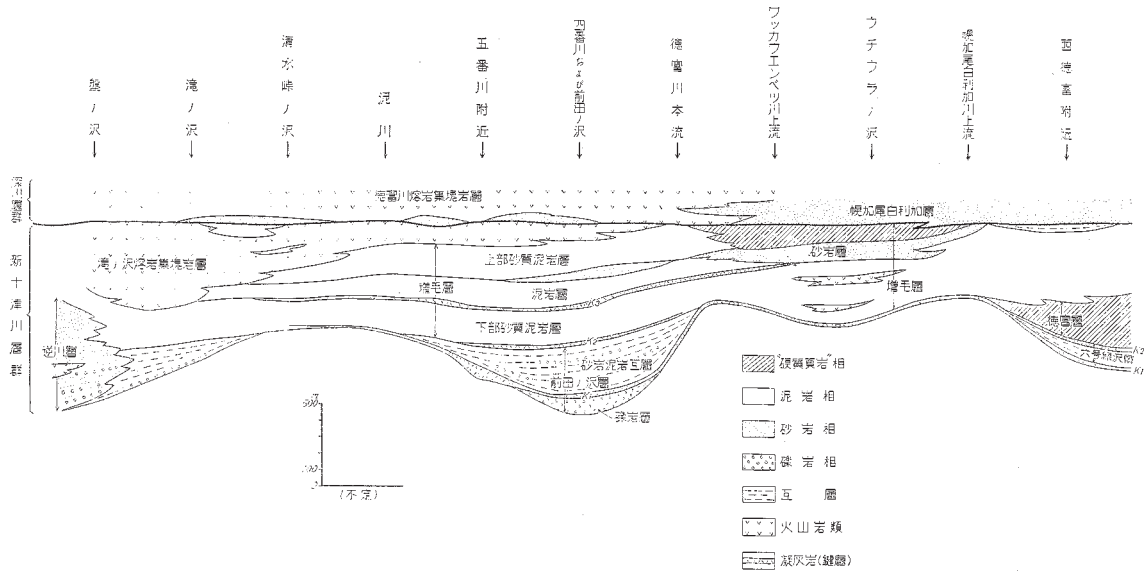
*Natica* sp.

本層は、断層によって寸断されているためと、単調な泥岩相からなるために、その厚さは正確に算しえないが、2,000m に達するものと概算される。

## II. 5 新十津川層群 (新第三系)

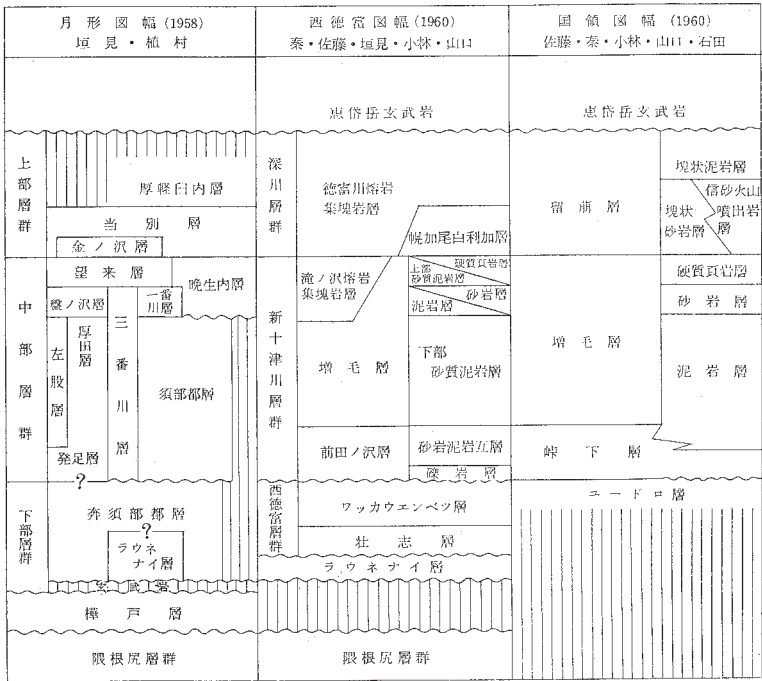
本層群は図幅地域内の新第三系中部層で、滝川地質図幅<sup>20)</sup>の新十津川層群、留萌地質図幅<sup>15)</sup>では峠下層および増毛層に相当し、後期中新世に属する。本地域では下位の西徳富層群とは不整合で接し、南北方向の褶曲構造に支配されながら東西に帯状分布している。前記のように、本層群はその堆積初期においては3地区の小堆積盆に区分され、堆積物を多少異にし、また垂直および側方への岩相変化が著しい。このために以前に行なわれた小地域調査、および隣接地質図幅地域<sup>註13)</sup>で組立てられた層序や地層名をそのまま本地域全体に適用することはできない。本地質図幅では、地域性と上下関係によって本層群を7層に区分し、さらに岩質によってその各々を部層に細分した。これらの地層および隣接地質図幅地域の地層との相互関係を、模式的に示せば第4図

註13) 滝川図幅<sup>20)</sup>、月形図幅<sup>24)</sup>、浜益図幅<sup>21)</sup>など。



第4図 新十津川層群各層の累重関係を示す模式図

第6表 西徳富図幅と南北隣接図幅地域の地質の対比 (主として第三紀層)



および第6, 7表のとおりである。

### II. 5. 1 六号線沢層

本層は標式地東隣滝川図幅地域から本地域東端部にかけて帯状に分布し、北方へ向かって次第にその厚さを減じている。

下位層とは通常不整合関係にあり、農場の沢では西徳富層群を欠いて、直接隈根尻層群に接し、壯志の小沢では西徳富層群を傾斜不整合に蔽っている。なお、徳富川・ワッカウエンベツ川およびルークシュベツ川流域の一部では断層(地質図で省略)で接するため不明であるが、ワッカウエンベツ川以北では、ワッカウエンベツ層と見かけ上平行的に接し、同層の泥岩が塊状であるためにもよるが、両者の関係は判然としなくなる。

第7表 西徳富図幅と東西隣接図幅地域の地質の対比 (主として第三紀層)

浜益図幅 (1957) 秦・山口		西徳富図幅 (1960) 秦・佐藤・垣見・小林・山口		滝川図幅 (1957) 小林・垣見・植村・秦			
玄武岩熔岩		恵倍岳玄武岩					
浜益群	幌集塊岩層	深川層群	徳富川熔岩集塊岩層	深川層群	美葉牛層		
	茂生層				一ノ沢層		
	於札内層	新十津川層群	滝ノ沢熔岩集塊岩層	新十津川層群	幌加尾白利加層		
	昆砂利熔岩集塊岩層				上部砂質泥岩層	増毛層	砂岩層
	逆川層				左股層		下部砂質泥岩層
						砂岩泥岩互層	礫岩層
		西徳富層群	ワッカウエンベツ層	西徳富層群	六号線沢層	砂岩泥岩互層 泥岩層	
		西徳富層群	壮志層	西徳富層群	惣富地層	泥岩層 砂岩・礫岩層	
		西徳富層群	ラウネナイ層	西徳富層群	極戸層		
隈根尻層		隈根尻層群		隈根尻層群			

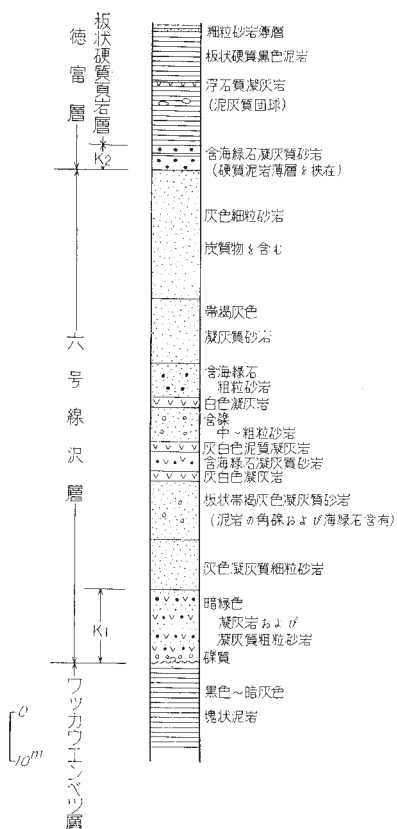
※ 図幅中央部を標式とした

本層は凝灰質の砂質泥岩を主体としているが、基底部および中部に凝灰岩を挟有し、また北方へさらに凝灰質となる(第5図参照)。

すなわち、農場の沢においては、基底部に厚さ5~7mの海緑石を含む礫質凝灰岩(地質図でK<sub>1</sub>としたもの)と、暗緑色の火山砂質凝灰岩(通常20~30cm)を2~3枚挟むほかは、灰色~暗灰色の細かに破碎しやすい砂質泥岩からなっている。一方ルークシュベツ川流域では第5図のように、風化して緑褐色を呈する緑灰色凝灰質の中~粗粒砂岩(一部では凝灰岩)を始めとし、砂質凝灰岩、灰白色凝灰岩を多く挟有している。また、農場の沢の砂質泥岩に相当するものは、粒度が粗くなり、緑色粒状物や炭質物を含む凝灰質細粒砂岩へと移り変わっている。

前述した本層基底の暗緑色砂質凝灰岩~凝灰岩は、単に六号線沢層の基底部のみな





第5図 ルークシュベツ川入口付近の六号線沢層柱状図  
(道路の切割にて)

らず、本図幅地域のほゞ全域から、さらに東隣滝川・南隣月形両図幅地域にかけて、厚さに多少の差はあるが、特徴的な凝灰質帯として延々と追跡され、新十津川層のおゝむね基底部を示す鍵層として重要な意義を持っている。地質図上には  $K_1$  としてこれを図示した。

本地域では化石は未発見であるが、滝川図幅地域の本層準からは、*Patinopecten Yessoensis* (JAY), *Pitar okadana* (YOK) などが報告されている<sup>20)</sup>。

層厚は、農場の沢において 120m、ルークシュベツ川入口では 100m 弱であるが、

北方へ急激に薄化し、鍵層  $K_1$  を残すのみとなっている。

## II. 5. 2 徳 富 層

本層は、東隣滝川図幅地域内に広く発達するもので、本地域はその西縁部にあたる。岩質から、板状硬質頁岩層と塊状硬質泥岩層とに区分される。

### 板状硬質頁岩層

本層は農場の沢からワッカウエンベツ川入口にいたる地域に分布し、下位の六号線沢層とは整合関係にある。

主として厚さ 20～50cm の暗灰色砂質硬質頁岩と、厚さ 1～5cm の暗灰色～灰色軟質泥岩との互層からなり、著しく板状を呈するために、大きな崖ではみごとな成層面を表わす。また、徳富川本流では、軟質泥岩は侵蝕され、硬質頁岩が突出しているために、板状の層理が河底に美しい縞模様となってあらわれている。

本層中には直径 15cm～4m にも達する球状、あるいは扁平楕円体形の泥灰岩団塊を有しており、大きな球状のものは比較的上部に多い。

本層の基底部およびその近くには、通常 5～50cm の、風化して黄褐色～帯緑黒色を呈する凝灰質中～粗粒砂岩および凝灰岩が 2～4 枚介在する。これらのうち最下位のものには 50cm～5m のやゝ厚い緑色砂質凝灰岩で、東隣滝川図幅地域内でも鍵層としてよく追跡される（地質図上に  $K_2$  として図示した）。

層厚は十号線沢および農場の沢では 130m 程度であるが、北方へ次第に薄化し、ワッカウエンベツ川以北で尖滅するか、あるいは上位の増毛層砂質泥岩層に移化している。

### 塊状硬質泥岩層

本層は、農場の沢からワッカウエンベツ川までに分布し、下位の板状硬質頁岩とは整合で、ルークシュベツ川入口付近で漸移部がよく観察される。

本層は、上位の増毛層の砂質泥岩と下位の硬質頁岩との中間的岩相を示す。下部では塊状の灰～暗灰色硬質砂質泥岩からなり、上部では塊状硬質泥岩と暗灰色軟質砂質泥岩～泥岩との厚互層からなり、球状あるいは扁平な泥灰岩団塊を含む。

層厚は農場の沢で 130m あるが、これもまた北方へ薄化し、ワッカウエンベツ川入口以北では尖滅するか、あるいは増毛層砂質泥岩層に移化している。

### II. 5. 3 前田ノ沢層

本層は、当別四番川の支流前田の沢を標式地とし、第4図に示すように域内中央部における新十津川層群の基底部となっている。

本層は六号線沢層および逆川層とともに砂岩を主体とする地層で、これら両層に対比されるが、幌加徳富川から当別三番川地域にかけては、前述した鍵層  $K_1$  の下位にかなりの厚さの礫岩が認められる点、本層の堆積開始期が他よりも若干早かったことを示している。

下位層ワッカウェンベツ層との関係は平行ないし傾斜不整合で(第6図参照)、一部は直接先第三系隈根尻層群を蔽っている。

#### 礫岩層

本層は前田の沢層の基底をなすもので、一般に礫岩および礫質砂岩と砂質泥岩との互層からなる。礫岩は一層の厚さ 30cm ~ 1m を有し、径 1 ~ 1.5cm の垂角礫~円礫からなる。礫種は隈根尻層群から由来したものが多く、特に粘板岩礫の多い部分では全体が黒色を呈する。礫質砂岩は 50cm ~ 2m の厚さを有し、灰色、凝灰質、中~細粒で、径 1cm 内外の垂角礫~円礫を含み、礫岩と互層する。砂質泥岩は暗灰色~灰色を呈し淘汰がわるく、不規則な縞状の砂質部および礫をまばらに含む。

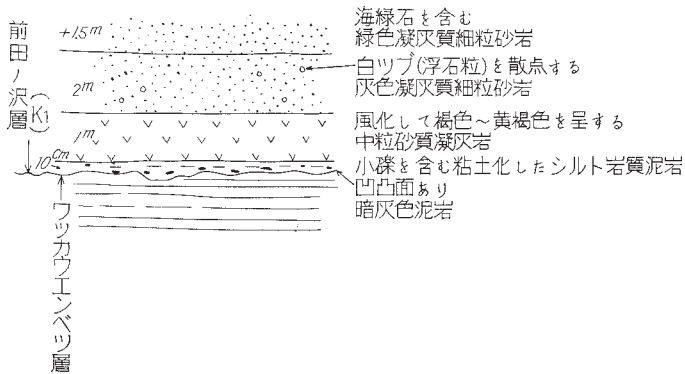
この基底層の層厚は幌加徳富川上流の青山峠付近では 5 ~ 7m、前田の沢上流で最大で約 30m、三番川の北部で 20m 内外を算するが、五番川以西および徳富川以東にはこのような厚い堆積物は存在しない。

#### 砂岩泥岩互層

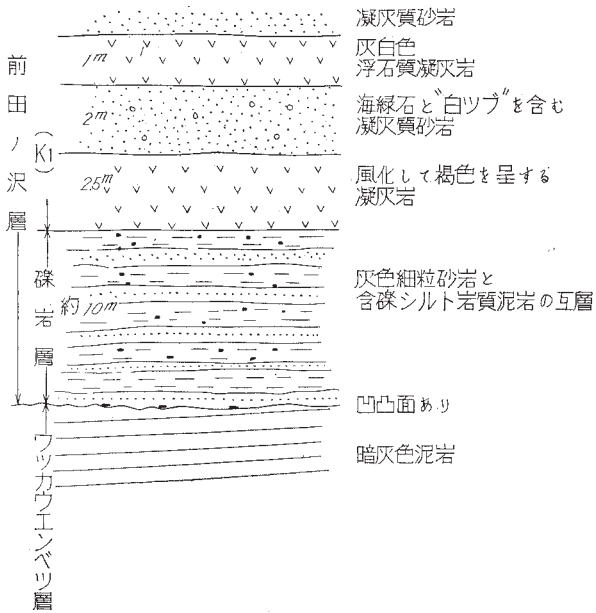
鍵層 ( $K_1$ ) は、前述のとおり本層の基底でも発達良好で、六号線沢層における岩質とは同じ暗緑色砂質凝灰岩を主体としているが、特に前田の沢流域では下部に厚さ 2 ~ 5m の、風化して帯褐灰色を呈する軽石質安山岩質凝灰岩層が存在する。鍵層はこの地域では厚く、通常 20 ~ 40m を示す。なお、四番川から三番川にかけての鍵層相当層は特に厚く 80m 以上を算し、月形図幅地域の三番川層<sup>註14)</sup>につらなる。また、

註14) 月形地質図幅<sup>24)</sup>における三番川層は、本地域の増毛層硬質頁岩層に相当する望来層の下位に当る新十津川層群全体に与えられたもので未分離であるが、本図幅地域に連続する所では、 $K_1$  の厚く発達した前田の沢層に相当する。

① 菊野沢二股附近



② 青山越峠(幌加側)の手前



①菊野沢二股付近 ②青山越峠(幌加側)の手前

第6図 前田の沢層と下位層との累重関係

五番川～浜益川分水界付近には  $K_1$  相当層準にきわめて部分的であるが、安山岩質集塊岩ないし凝灰岩の厚層が存在する。

本層の主体をなす砂岩泥岩層は、岩相から大まかに下部・中部・上部と区分することができる<sup>註15</sup>。

下部は、前田の沢流域でもっとも良く発達しているもので、灰色の厚い細～中粒砂岩と薄い灰色の泥質シルト岩との互層からなり、一般に凝灰質で軽石粒および緑色粒を散点している。また、砂岩中にはしばしば黒色粘板岩および白色珪岩の径 1～2cm の円礫からなる礫質の部分がある。こゝからは海棲化石が得られるが、きわめて少ない。

中部は、砂岩とシルト質泥岩との互層であるが、下部に較べて細互層で、通常一層の厚さが 30cm～2m である。四番川～前田の沢合流付近では偽層が発達している。また、葉片状の炭質物および礫岩を多く挟有する。礫岩は四番川本流から五番川にかけて発達し、厚さ 20cm～10m まであり膨縮がはげしいが、比較的連続性があり、*Pecten*

第 8 表 前田の沢層産出化石

Mulluscan Fossils from the Maedanosawa Formation

- Acila* (*Acila*) *divaricata* (HINDS)  
*Acila* (*A.*) sp.  
*Anadara* sp.  
*Portlandia* (*Megayoldia*) *thraciaeformis* (STORER)  
*Portlandia* (*Portlandella*) *hayasakai* UOZUMI  
*Yoldia* sp.  
*Nuculana* sp.  
*Patinopecten yessoensis* (JAY)  
*Clinocardium nuttarii* (CONRAD)  
*Cardium* sp.  
*Dosinia* sp.  
*Mercenaria* sp.  
*Macoma* cf. *tokyoensis* MAKIYAMA  
*Dentalium* sp.  
*Natica* sp.  
*Neptunea* sp.

註 15) この砂岩泥岩互層は、四番川向斜部においては最大の層厚を示し、かつ比較的粗粒物からなるが、東西方向に次第に薄くなると同時に細粒となっている。

その他の化石を多く含んでいる。礫は円礫を主とし一般に径1～4cmであるが、まれに10cm以上のものが見られる。中部層からは全体的に海棲介化石が多産する。

上部は中部の互層に較べてより細粒となり、比較的塊状の灰色シルト岩を主体とし、灰色の細粒砂岩および礫質中粒砂岩の薄層をまれに挟有する。こゝからも散点的であるが介化石を産する。

本層中の介化石を第8表に示す。

本層の層厚は、前田の沢から四番川地域で最大で350m以上、当別川本流で240m、菊野橋沢で230mであるが、北方に次第に薄化し、垣野の沢(東)および泥川付近(西)で尖滅あるいは増毛層に移化する。

## II. 5. 4 逆川層

本層は、西隣浜益図幅地域内の逆川を標式地とし、本地域では浜益村御料地南部および厚田川流域<sup>註16)</sup>に分布する。下位層とは不整合関係にあり、直接する下位層西徳富層群から、ラウネナイ層を経て先第三系隈根尻層群までを蔽っている。

域内の本層は、浜益図幅<sup>21)</sup>で下位から礫岩部、砂岩部および砂岩泥岩互層部<sup>註17)</sup>とわけられたもののうち、前2者に相当する。

礫岩部は本層の基底に発達し、数10枚に及ぶ礫岩と中粒～細粒砂岩との互層からなる。礫は基底部では主として隈根尻層群から由来した黒色粘板岩・千枚岩・硬質砂岩などの、径2～4cmの角礫～亜角礫からなるが、上位になるにしたがって次第に円味を帯び、礫種も隈根尻層群にはみられない赤色チャート・珪岩類や、第三紀層のものと考えられる泥岩・砂岩などが多くなる。とくに盤の沢付近の本層基底部には、緑色粒状物(主として海緑石)を含み、また一部ではかなり凝灰質である。これは、他地域での鍵層(K<sub>1</sub>)に相当するもので、新十津川層群基底一般の特徴と一致する。

砂岩部は、主として帯緑灰色の比較的硬い凝灰質中～細粒砂岩からなり、一部には暗灰色～灰色泥岩および細礫岩の薄層を挟有している。

厚田川流域およびイタンケの沢の砂岩部の中には、両輝石安山岩質熔岩および集塊

註16) 厚田川流域(図幅地域南西隅)に出ているものは、厚田図幅地域の発足層<sup>19)</sup>に連続するものである。

註17) 浜益図幅での砂岩泥岩互層部は本地域の増毛層砂岩泥岩層に相当する。

岩を挾有している。この両輝石安山岩は、浜益図幅地域に発達するものの一部である。黒色～帯緑暗灰色の緻密な岩石で、多少変朽安山岩化しており、風化して帯緑褐色～緑灰色を呈する。斑晶は斜長石・紫蘇輝石および普通輝石(量の順)からなる。斜長石は中性長石～曹灰長石の性質を示し、はなはだしく汚濁されているものが多い。紫蘇輝石の多くは緑泥石化されており、普通輝石は比較的新鮮である。石基はガラス基流晶質あるいは毛氈状組織を示し、斜長石・輝石・鉄鈹およびガラスからなる。緑泥石化および炭酸塩化作用を蒙って、全般的に変質している。

逆川層の層厚は、盤の沢付近で 400m 以上である。

本層の基底部は前述のように鍵層 (K<sub>1</sub>) に相当する。したがって本層は六号線沢層および前田の沢層と、堆積盆は異にするがほぼ同時期の産物と考えられる。

## II. 5. 5 左 股 層

本層は、地域外の厚田図幅<sup>19)</sup> および浜益図幅<sup>21)</sup> 地内で発達する安山岩質熔岩・同質集塊岩および暗灰色泥岩から構成される地層に命名されたものであるが、本地域内では、南西隅の厚田川流域にその最下部の角閃石安山岩の熔岩の一部が辛うじて露われるにすぎない。

本岩は、暗灰色～灰色の緻密な輝石含有角閃石安山岩である。風化すると灰色～帯黄灰白色、粗鬆となり、角閃石の斑晶には長径 8mm 以上のものが認められる。鏡下では

斑晶：中性長石～曹灰長石の性質を示す斜長石、周縁部がオパサイト化および緑泥石化された褐色角閃石、緑泥石化された輝石類が観察される。

石基：一般にガラス質で、斜長石・鉄鈹・微細な石英およびガラスからなる。石英粒は珪化作用による 2 次的産物と考えられる。

## II. 5. 6 増 毛 層

本層は全域にわたり比較的均一な発達を示しているので、新十津川層群堆積の初期において、3つの堆積盆に分かれていた本地域は、本層の時代には均一な堆積盆を形成したものと考えられる。

本層は下位から下部砂質泥岩層・泥岩層・砂岩層・硬質頁岩層・上部砂質泥岩層に

区分される。なお、泥岩層と砂岩層および硬質頁岩層と暗灰色砂質泥岩層とは、それぞれ同時異相の関係にある。

#### 下部砂質泥岩層

本層は、それ以前の堆積物と異なり、比較的安定した層厚を示して本図幅全域に発達している。すなわち、本層は東部では六号線沢層および徳富層、中央部で前田の沢層、西部で逆川層(砂質部)と、それぞれ堆積盆の異なる地域の堆積物を整合におよび、帯状に連続して分布している。

本層は、主として灰色塊状軟質泥岩および青灰色砂質泥岩からなるが、地域によって多少岩相に変化があり、砂岩などを挟有することがある。海棲介化石、魚鱗および植物片を多く含んでいる。

岡本の沢流域以東における本層は、幌加尾白利加川支流十一番の沢地域に見られる上部の互層部を除き、砂岩層をほとんど挟有しておらず、泥質層からなる。泥岩は灰色、塊状、軟質で、植物片を多く含み、風化すると玉葱状に破碎し、また容易に崩壊して土状となる。砂質泥岩もまた同様の性質をもっているが、泥岩よりいっそう淡色となり、炭質物によって縞状を呈することがある。鹿川の沢では硬質となり、徳富層の塊状硬質泥岩に類似した厚さ約 20m の部分がある。また、十一番の沢の本層上部には、灰色泥岩と青灰色細粒砂岩との 1 層の厚さ 20cm 以下の細互層部がみとめられる。

岡本の沢、ウチウラの沢および鹿川の沢流域には、玄武岩質集塊岩が介在する。厚さはウチウラの沢で最大で 100 数 m、鹿川の沢で 70m、岡本の沢で 5～7m あり、泥岩との硬度の差から通常大きな崖や滝をつくっている。

この集塊岩は、全体として暗灰色～帯褐灰色を呈し、暗灰色の径 5～10cm の角礫と、灰色の火山性中～粗粒砂岩とからなる。鏡下では

斑晶：斜長石および橄欖石よりなる。斜長石は 1.0mm 内外の卓状をなし、例外なく汚濁した帯や核を有している。汚濁帯の内部の新鮮な部分は曹灰長石の性質を示す。橄欖石は完全に変質し、0.7mm 前後である。また、まれに石英の捕獲結晶が認められる。

石基：斜長石・単斜輝石・磁鉄鉱・ガラス・燐灰石およびクリストバル石からなり、填間組織を示す。斜長石は長柱状(0.2mm 前後)、単斜輝石は細粒で一



部は緑泥石化している。

ワッカウエンベツ川本流から、徳富川本流にいたる本層の主体をなすものは、灰色～淡灰色を呈し、植物片や魚鱗を多く含む塊状の軟質泥岩および砂質泥岩である。また、一部に砂質泥岩と、青灰色細粒砂岩とが混合した分級不良の岩相(むらくも型)を示すものがある。このほか、中部に一層の厚さ0.7～1mの灰色泥岩と5cm内外の灰色縞状細粒砂岩とからなる厚さ10数mの互層部がある。

徳富川本流から当別川本流にかけて、本層はとくに砂質となり、灰色～淡灰色のシルト質細粒砂岩を多く挟有する。このほか、前田の沢層と接する本層の基底には、厚さ2～10mの緑灰色凝灰質細粒砂岩が発達している。また、10～30cmの暗緑色の凝灰岩を1枚挟有する。

浜益川流域における本層は、南部から次第に砂岩が少なくなり、北部では安定した塊状の灰色シルト岩質軟質泥岩を主体としている。この泥岩中にはとくに泥灰質団塊を多く含んでいる。

本層には第9表に示すような海棲介化石が散点しており、とくに四番川上流地域で

第9表 増毛層(下部砂質泥岩層)産出化石

Molluscan Fossils from the Mashike Formation

(Lower sandy mudstone member)

*Solemya (Acharax) tokunagai* (YOKOYAMA)

*Acila divaricata* (HINDS)

*Acila* sp.

*Anadara trilineata* (CONRAD)

*Portlandia* sp.

*Pecten* sp.

*Clinocardium nuttarii* (CONRAD)

*Clinocardium californiense* (DESHAYES)

*Clinocardium* sp.

*Dosinia* sp.

*Macoma* sp.

*Mercenaria stimpsoni* (GOULD)

*Mercenaria* sp.

*Pitar okadana* (YOKOYAMA)

*Turritella* cf. *saishuensis* YOKOYAMA

*Natica janthostoma* DESHAYES

*Neptunea* sp.

多産する。なお、前述のように魚鱗が多産するのを特徴とする。

本層の層厚は、幌加尾白利加川上流からウチウラの沢付近で最大で 350m、ワッカウエンベツ川本流で約 250m、徳富川から四番川地域で 220m、浜益川流域で 160～180m である。

本層は国領図幅<sup>26)</sup> および滝川図幅<sup>20)</sup> の増毛層の泥岩層に連続するもので、月形図幅<sup>24)</sup> の厚田層および須部都層の泥質相に相当するものと考えられる。

### 泥 岩 層

本層は、ワッカウエンベツ川流域から西部地域に分布し、下位の砂質泥岩層から引き続き堆積した泥質相である。

本層基底部の鍵層 (K<sub>3</sub>) は、暗緑色～緑色の細粒海緑石砂岩からなる。ルークシュベツ川以東では海緑石のほか細礫や、軽石粒などの火山碎屑物を含んでいる。全体的に東部で粗粒で、西部で細粒となっている。また、層厚も地域によって異なり、岡本の沢で 10m、ワッカウエンベツ川からルークシュベツ川地域で最大で 30～40m、徳富川から四番川地域で 10m 内外、浜益川流域で 2～3m となり、さらに北西部に向けて次第に発達不良となり、清水の沢以北で不明瞭となる。

本層の主体をなす泥岩は、塊状、灰色であり、泥灰質団塊、暗灰色～灰色の泥質シルト岩を挟有している。本層もまた水平方向の岩相変化が著しく、徳富川以東と浜益川流域では著しい差異がある。前者においては、東方へ次第に泥質シルト岩が多くなり、ワッカウエンベツ川上流では、砂岩と交錯しつつ上位の砂岩層へと移化している。後者ではシルト岩をほとんど含まないうえ泥岩も次第に暗灰色、硬質となり、2～20m の硬質泥岩を 3～5 枚挟有している。

本層からは化石をあまり認めないが、四番川地域で *Acila* sp., *Portlandia* (*Megayoldia*) sp., *Clinocardium* sp., “*Sagarites*” sp. が産した。

本層の層厚は、ワッカウエンベツ川上流で 70m、徳富川から四番川で 120～180m、浜益川流域で 160～220m である。

### 砂 岩 層

本層は、四番川上流以東に分布し、塊状砂岩を主体とする地層である。四番川上流においては前記の泥岩層と接するが、東部地域ではその下の砂質泥岩層と接している。なお、岡本の沢以東において、泥岩層基底の K<sub>3</sub> とした海緑石砂岩層が本層の基

底部をなすこと、ワッカウエンベツ川流域において西部の泥岩と指交していることなどから、本層と泥岩層とは同時異相関係にあるものと考察される。

岡本の沢以東における本層は、灰色～帯青灰色、塊状の細～中粒砂岩で、風化して表面は通常褐色を呈する。白・黒・赤・緑色の砂粒および炭片を含んでいるのが特徴である。

ワッカウエンベツ川上流以西の本層は、次第に発達不良で薄化すると同時に細粒となり、四番川流域では灰色の砂質シルト岩となっている。

また、ウチウラの沢の本層中に、安山岩質集塊岩の薄層を挟んでいる。

本層から第 10 表のような介化石を産した。

#### 第 10 表 増毛層(砂岩層)産出化石

Molluscan Fossils from the Mashike Formation(Sandstone member)

*Lucinoma acutilineatum* (CONRAD)

*Clioncardium* sp.

*Turritella* sp.

*Natica* sp.

*Neptunea* sp.

本層の層厚はウチウラの沢から群馬沢地域にかけて最大で 130m 以上である。

本層は滝川図幅地域、および国領図幅地域<sup>26)</sup>の増毛層砂岩層に連続するもので、月形図幅の盤の沢層に相当するものである。

#### 硬質頁岩層

本層は、ワッカウエンベツ川上流以東に分布し、下位の砂岩層とは整合関係にある。西部地域の暗灰色砂質泥岩層とは同時異相関係にある。北東部の群馬沢付近および和歌背斜の東翼部(滝川図幅における尾白利加背斜の西翼)では発達不良となり尖滅する。

本層はいわゆる“硬質頁岩層”で、暗灰色の硬質シルト岩質泥岩と、灰色の軟質泥岩との細互層からなり、風化して特有の赤錆色を呈し、板状の層理を示すが、地域によって無層理の部分が多くなる所もある。一般に泥灰質の団球を含み、その径は通常 50～80cm であるが、ときに 2m におよぶものがある。また、ワッカウエンベツ川流域で、本層の中部に軽石質凝灰岩の薄層(25～40cm)が 1 枚あり、かなりの連続性をもっている。ほかに 5m 内外の白色凝灰岩の薄層が数枚認められる。

本層からは、散点的ではあるが、*Acila divaricata* (HINDS), *Acila* sp., *Concho-*

*cele bisecta* (CONRAD), *Macoma* sp. などを産する。ほかに“*Sagarites*” (*Makiyama*) sp. および魚鱗を多産する。

本層の層厚は、ワッカウェンベツ川流域で最大 170m である。

本層は従来増毛硬質頁岩層といわれていたものであり、樺戸南部地域の望来層に対比されるものである。

#### 上部砂質泥岩層

本層は徳富川以西の地域に分布し、四番川流域では下位の砂岩層と、浜益川流域では泥岩層と接するが、いずれも整合漸移関係にある。

四番川流域における本層の下部は、塊状のシルト岩およびシルト岩質泥岩からなり、暗灰色の硬いシルト岩を挟む。下部のシルト岩質泥岩中には、泥灰質団球をまれに挟有し、上部は次第に凝灰質となり、ときに安山岩質角礫を点々と含む。

浜益川流域における本層も、下部は塊状の暗灰色砂質泥岩からなるが、上部へ向かって次第に砂質となり、微細粒砂岩を主体としている。知来沢および赤川地域では硬質頁岩の薄層を挟有している。

化石は“*Sagarites*”のほかには、地域内では発見されなかった。

本層の層厚は、四番川地域で 100m 以上、浜益川流域で最大 140m である。

## II. 5. 7 滝ノ沢熔岩集塊岩層

本岩は、主として四番川向斜の西翼に発達分布し、西隣浜益図幅<sup>21)</sup> 地域に分布する毘砂別熔岩集塊岩層の北東部から連続するもので、滝ノ沢で標式的に観察される。本層は増毛層と異相関係にあつて、滝ノ沢・清水峠の沢および四番川を経て、順次増毛層の上部層と指交しながら剣の沢入口で終わっている。

本層は大別して下部の普通輝石紫蘇輝石安山岩質熔岩集塊岩と、上部の角閃石含有輝石安山岩質熔岩集塊岩とに分けられる。

#### 普通輝石紫蘇輝石安山岩質熔岩集塊岩

本岩は滝ノ沢で増毛層砂質泥岩層と、知来別沢で増毛層泥岩層と接している。暗青灰色～灰黒色を呈し、肉眼的にも斜長石の斑晶が著しく目立つのが特徴である。

鏡下では

斑晶：斜長石・普通輝石および紫蘇輝石からなる。

斜長石は基性の中性長石に属し、一般に大形であり、ときに径3mm以上の大きさを有するものがみられる。輝石は一般に少なく、あるものは炭酸塩鉱物に変わっている。

石基：ガラス基流晶質でガラスが多く、柱状の斜長石と粒状の輝石および鉄鉱とからなる。なお、本岩の構成鉱物は全般に緑泥石化および炭酸塩鉱物化している。

### 角閃石含有輝石安山岩質熔岩集塊岩

本岩は西隣浜益岡幅地域内の、昆砂別熔岩集塊岩層の石英角閃石安山岩質熔岩集塊岩にほゞ続くものと考えられ、本地域内では前述の普通輝石紫蘇輝石安山岩質熔岩集塊岩を覆って滝の沢・知来別沢・清水峠の沢へと追跡され、その間に増毛層に移化して剣の沢入口まで認められる。本岩の新鮮なものは、滝ノ沢では外観暗灰色で、肉眼により斜長石および輝石が認められる。

鏡下では

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石および角閃石からなる。

斜長石は中性長石に属して卓状を示し、10mmに達するものがある。角閃石は0.1～1.5mmの長柱状をなし、X…淡黄色、Y…褐色、Z…濃褐色の多色性を示し、 $C \wedge Z = 7^\circ$ である。また、X…淡黄緑色、Z…濃緑色の多色性を示し、 $C < Z = 24^\circ$ の角閃石のみられる場合もある。

石基：ガラス基流晶質を示し、斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鉱・白チタン石および燐灰石からなり、一般に変質して汚濁している。また、微細なクリストバル石が点在する。

剣の沢入口にわずかに露出する本岩は、灰白色・粗鬆の岩石であって、斜長石と最大5mmの長柱状の角閃石の斑晶が目立つものである。鏡下では斜長石・緑色角閃石の斑晶と、斜長石・ガラス・珪酸鉱物・少量の鉄鉱および燐灰石よりなる石基とからなる。輝石は炭酸塩鉱物化している。

## II. 5. 8 石英安山岩岩脈

この岩脈は、黄金沢中流に分布するもので、本体は西隣浜益岡幅地内に露出している。浜益川支流盤の沢入口から北北西にのびる断層線上に位置し、増毛層砂質泥岩層

(浜益図幅地内ではこの砂質泥岩層と同層準にあたる逆川層上部の互層部)を貫いている。

本岩は灰緑色～暗灰色～暗灰緑色を呈し、堅硬で板状節理がよく発達し、肉眼で斜長石・石英および角閃石の斑晶を認めることができる。鏡下では、斑晶は斜長石(曹灰長石～中性長石)・石英・黒雲母および角閃石からなる。石基は微珪長質で、大部分が微細な粒状の石英・長石類からなり、少量の角閃石・緑泥石および鉄鉱を含んでいる。本岩の構成鉱物は全般的に緑泥石化および炭酸塩鉱物化していることが多い。

## II. 6 深川層群(新第三系)

本層群は、図幅地域内の新第三系上部に位置し、北部地域および東部の一部に分布する。下位の新十津川層群とは整合関係で接している。

本層群は妹背牛図幅および滝川図幅<sup>20)</sup>の深川層群の延長であって、鮮新世に属する。地域内においては堆積岩を主体とする地層のみを幌加尾白利加層としたが、上部中新世から引き続いて行なわれた膨大な量の噴出岩類(徳富川熔岩集塊岩層)の大半は、本層群に包含されるべきものである。

なお、深川層群の下部幌加尾白利加層は、模式地と同様本図幅地域においても海成層であることが化石によって明らかであるが、その異相とされる火山噴出物の発達している本地域北西部から国領図幅地域にかけては、この時代に幾度か陸化したらしい証拠<sup>30)</sup>が、筆者等(秦・佐藤)の調査により挙げられた。

### II. 6. 1 幌加尾白利加層

本層は、ワッカウエンベツ川上流・徳富川中流・尾白利加川流域および吉野町東部地域に分布する。吉野町東部地域では下位の増毛層砂質泥岩層と、ワッカウエンベツ川上流地域では増毛層硬質頁岩層と、徳富川流域では増毛層暗灰色砂質泥岩層と接しているが、いずれも整合漸移関係にある。また、ワッカウエンベツ川上流および徳富川流域で徳富川熔岩集塊岩層と指交している。

本層の下部は帯青灰色～灰色の塊状な細粒砂岩で、風化して灰白色～帯黄灰色を示す。層理面に乏しく走向、傾斜の測定が困難である。本岩はしばしば川岸に大きな崖

を形成し、層理の全くみえない滑らかな露出面を示すのを特徴とする。径 20～70cm の球状の砂質団塊を散点している。

吉野町東部の本層中には滝川図幅で鍵層 (K<sup>4</sup>) とした凝灰質岩を一枚挟んでいる。これは厚さ 25～40cm の硬い淡灰色砂質泥岩中に径 1cm 以下の軽石、および黒色粘板岩の角礫を含む角礫質凝灰岩である。

上部は一般に凝灰質で、比較的層理面のあきらかな灰色の細～中粒凝灰質砂岩からなる。なお、上部では均質な凝灰質砂岩のほか、帯褐色～灰白色で径 0.5～1cm の軽石粒を多く含む軽石質砂岩、縞状あるいは白黒のゴマ状を呈する中～粗粒砂岩などを各所に挟有し、岩相変化が著しい。これらは火山活動の産物であって、とくに徳富川およびワッカウエンベツ川上流地域では、徳富川熔岩集塊岩層と互層している。これらの関係は徳富嶽直下で良く観察される。

図幅地域内の本層中からは第 11 表のような海棲介化石を産した。

#### 第 11 表 幌加尾白利加層産出化石

##### Molluscan Fossils from the Horokaoshirarika Formation

*Acila gotschei* BÖHM

*Acila* sp.

*Pecten* sp.

*Lucinoma acutilineatum* (CONRAD)

*Natica* sp.

*Neptunea* sp.

本層の層厚はワッカウエンベツ川上流で 250m+ である。

本層は留萌地方<sup>15)</sup>の留萌層下部、妹背牛図幅および滝川図幅<sup>20)</sup>の幌加尾白利加層に、また、月形<sup>24)</sup>、厚田<sup>19)</sup>両地方の当別層に対比される。

## II. 6. 2 徳富川熔岩集塊岩層

本層は四番川向斜を中心として発達し、主として徳富川上流地域で観察される。四番川向斜の西翼において、本層は滝の沢熔岩集塊岩層中の角閃石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩を覆い、東翼では幌加尾白利加層と指交していることから、本図幅地域の中新世～鮮新世の火山活動は西部から次第に東部へ拡大したものとみられる。本層は北隣国領図幅地域内に分布する信砂火山噴出岩層と連続するものであり、その活動時期は累重関係、および幌加尾白利加層との指交関係から鮮新世と見做される。

本層は輝石安山岩質熔岩および同質集塊岩を主とするが、一部には橄欖石玄武岩質熔岩を挟有している。

### 輝石安山岩質熔岩集塊岩

本岩は、徳富川熔岩集塊岩層の主体をなすもので、もっとも広く分布し、徳富川上流地域の至る所で観察される。清水峠の沢・剣の沢上流および徳富川本流地域では、部分的に幌加尾白利加層に属する細粒塊状砂岩、凝灰質砂岩や、橄欖石玄武岩を挟んでいる。

本岩は一般に暗青灰色～灰黒色で斜長石斑晶の目立つものが多く、また変質を蒙って帯緑青灰色を呈し、部分的に粘土化している所も認められる。

鏡下では

斑晶：斜長石・普通輝石および紫蘇輝石からなる。

斜長石は中性長石～曹灰長石に属して卓状を示し、最大2.0mmに達し、累帯構造を呈し新鮮である。普通輝石は通常淡緑色でわずかに多色性を示す。紫蘇輝石は比較的多色性が強く、X…淡褐色、Z…淡緑色を示し、周辺あるいは劈開に沿って炭酸塩鉱物化している。

石基：ガラス基流晶質を呈し、斜長石・単斜輝石・ガラス・鉄鈹および燐灰石からなり、一部は緑泥石化・炭酸塩鉱物化している。

### 玄武岩質熔岩

本岩は徳富川本流、大滝山中腹および清水峠東方の中腹で観察される。

本岩は一般に暗灰紫色を呈し、緻密な石基中に斜長石・橄欖石および輝石の斑晶を含む。橄欖石は認められないこともある。

大滝山中腹の本岩は橄欖石玄武岩に属し、鏡下では橄欖石の斑晶と、やゝ流理構造を示す填間組織を示す斜長石・単斜輝石・ガラスおよび磁鉄鈹よりなる石基からなる。

そのほかの所で認められる本岩は、紫蘇輝石含有橄欖石玄武岩に属し、鏡下では、

斑晶：橄欖石・普通輝石・紫蘇輝石および斜長石からなる。

紫蘇輝石には単斜輝石からなる細粒緑が認められる。橄欖石にはイデイングス石・ボーリング石・緑泥石化が部分的に認められる。

石基：斜長石・単斜輝石・ガラスおよび磁鉄鈹からなり、填間組織を示している。



このほかにまれに直径 0.8mm 程度の石英の捕獲結晶が認められる。

## II. 7 恵岱岳玄武岩類

本岩類は、図幅地域北端において徳富川支流の八線沢上流と尾白利加川上流との間のほぼ平坦な山地を構成している。

その主体は、北隣国領図幅地域内にあって、恵岱岳を形成するものであり、その一部が本図幅地域内にまで延びている。下位の徳富川熔岩集塊岩層との関係は確認できなかったが、北隣国領図幅地域内で認められた関係から、本図幅地域内においても不整合関係であろうと推察される。

本岩類は下位の安山岩質集塊岩と上部の玄武岩質熔岩とに大別される。<sup>註18)</sup>

### 安山岩質集塊岩

本岩は厚さ 70m(+) で八線沢上流から尾白利加川上流に分布している。輝石安山岩の垂角礫を含み、一般に塊状であるが、一部では角礫が多い部分に始まり、次第に少なくなってゆく 1 サイクル約 3m の分級作用を受けた所もある、下位の徳富川熔岩集塊岩層中の集塊岩に較べ、本岩の基質は全体的に茶褐色を呈している。

本岩の角礫を鏡下で検すると

斑晶：斜長石・普通輝石および紫蘇輝石からなる。

斜長石は中性長石に属し、紫蘇輝石の多色性は弱い。

石基：ガラス基流晶質を示し、斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・ガラス・晶子および鉄鉱からなる。

### 玄武岩質熔岩

本岩は前述の安山岩質集塊岩の上に直接し、観察された急崖では厚さ約 40m である。本岩は灰黒～暗灰色の基質に橄欖石・斜長石の斑晶のほかに黒色の粒状～長柱状の輝石と角閃石とを散点する緻密な岩石である。

鏡下では

註 18) 国領図幅地域において、本岩類は下位から 1) 安山岩質火山角礫岩, 2) 安山岩質熔岩, 3) 紫蘇輝石含有橄欖石玄武岩質熔岩, 4) 安山岩質火山角礫岩, 5) 橄欖石玄武岩質熔岩の順に累重していることが観察される<sup>26)</sup>が、本図幅地域に分布する集塊岩と熔岩は上記の 1) および 3) に相当する。

斑晶：橄欖石・斜長石・普通輝石・紫蘇輝石および角閃石からなる。

橄欖石はほとんどがイデイングス石化した周辺を有し、普通輝石および紫蘇輝石は少量である。斜長石は全部が多少ではあるが、汚濁した内核部や帯を有している。角閃石は全部がオパサイト化して新鮮なものは認められず、通常内核が黒色オパサイト、外縁が輝石オパサイトからなり、あるいは全体が輝石オパサイトからなる。まれに外形が長柱状の角閃石の形状を示して、鉄鉱・単斜輝石・斜長石・斜方輝石およびチタン鉄鉱の集合からなるものもある。

石基：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鉱およびガラスからなる。通常、填間組織を示し、主として針状斜長石と粒状輝石とからなっている。まれに間隙充填物としてクリストバル石の集合が認められる。また、きわめてまれに0.1mm程度の石英粒があって、細粒の単斜輝石によりとりかまれている。

## II. 8 岩脈および熔岩丘

幌加尾白利加層の堆積時から第三紀末期にかけて進入、噴出したとみられる多数の玄武岩質岩脈、および熔岩丘が各所に存在している。これらは雨竜空知地方<sup>4)</sup>の各所に存在する玄武岩の岩脈および熔岩丘の一部をなすものである。

本図幅地域における岩脈の数は著しく多く、新第三系の2、3の地層を除き、ほとんどの地層を貫いている。これらの岩脈は幅数mから四番川北方の大岩体に至るまで規模に大小がある。熔岩丘は鷲峻山<sup>しすん</sup>を形成している。

これらの岩脈および熔岩丘を作る玄武岩は、一部を除いてほとんどが一様の橄欖石玄武岩である。

鏡下では

斑晶：橄欖石および普通輝石からなる。

橄欖石は自形を示し、0.4～2.0mmの大きさで、周辺あるいは割れ目に沿って淡緑色の緑泥石や蛇紋石に変化している。普通輝石はまれに認められる。

石基：填間組織を示し、長柱状の斜長石、粒状の輝石、鉄鉱および少量のガラスからなる。

徳富川中流の北幌加部落附近の左岸において、ワッカウェンベツ層を貫く岩床や、徳富川十一線沢にみられる岩体は多少異質である。

鏡下では

斑晶：斜長石・橄欖石・普通輝石を有している。

斜長石は汚濁した内核部を有し、橄欖石は少量であり、まれに2.5mmに達する長柱状角閃石（輝石オパサイト化している）を含んでいる。

石基：長柱状斜長石と粒状輝石からなり、填間組織を示す。

富士形山は熔岩丘であろうと推察されるが、崖錐が多く露頭は確認できなかった。崖錐は上記二種の玄武岩の岩塊からなり、ほかに輝石安山岩質岩塊も混じえる。

## II. 9 第四系

本図幅地域に分布する第四系は、暑寒別火山群の一部を構成する火山噴出物、各河川沿岸に発達する河岸段丘堆積層および沖積層からなる。

### II. 9. 1 知来岳火山噴出物

この火山噴出物は図幅地域内北西部の知来岳を構成するもので、徳富川熔岩集塊岩層を覆っている知来岳は、著しい開析をうけて不規則な形態を示しており、滝の沢上流においては、熔岩の末端が急峻となり熔岩崖を形成している。

本火山噴出物は輝石安山岩質熔岩からなり、肉眼では暗灰色の緻密な岩石である。

鏡下では

斑晶：斜長石・普通輝石および紫蘇輝石からなる。

斜長石は酸性曹灰長石に属する。普通輝石は紫蘇輝石を間にして平行連晶をなす場合がある。

石基：ガラス基流晶質微晶質組織を示し、斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・晶子・ガラスおよび鉄鉱からなる。

### II. 9. 2 大滝山火山噴出物

本火山噴出物は、図幅地域内北端部の大滝山を構成するもので、徳富川熔岩集塊岩層を覆い、徳富川十線沢およびさらに上流の各支流で観察される。大滝山は著るしい

開析をうけて原形は不明であり、本火山噴出物は、北隣国領函幅地域内の南暑寒岳噴出物の一部をなす疑もある。

本火山噴出物は輝石安山岩質熔岩、および同質集塊岩からなる。

鏡下では

斑晶：斜長石・普通輝石および紫蘇輝石からなる。

斜長石は通常累帯構造を示し、清澄である。紫蘇輝石は普通輝石を両側とする平行連晶をつくる場合がある。

石基：ガラス基流品質墳間組織を示す。斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・ガラス・鉄鉱および燐灰石からなる。晶洞に鱗珪石が認められる。

### II. 9. 3 東群別山火山噴出物

本火山噴出物は、北隣国領函幅地域の南西隅に位置する東群別山を形成するもので本函幅地域の北西隅にその一部が分布し、徳富川熔岩集塊岩層を覆っている。この火山噴出物は、下部の輝石安山岩質熔岩集塊岩と上部の黒雲母含有角閃石輝石安山岩質熔岩集塊岩からなるが、徳富川上流の右支流上流(国領函幅地域内)で観察されたところでは、下部の輝石安山岩質熔岩集塊岩のみが、本地域の北西隅に延びているようである。輝石安山岩質熔岩集塊岩は大部分が集塊岩からなり、2枚の薄い同質熔岩を挟有することが前述の支流で観察される。

本岩は肉眼では暗紫色～黝黒色の緻密な岩石で、鏡下では

斑晶：斜長石・普通輝石および紫蘇輝石からなる。

斜長石は卓状をなして中性長石～曹灰長石に属し、累帯構造を示すものが多く、輝石・燐灰石の包有物を有するものがある。普通輝石は粒状を示すものが多く、また紫蘇輝石を間にして、平行連晶を示すことがある。紫蘇輝石はX…淡褐色、Z…淡緑色の弱い多色性を示す。

石基：ガラス基流品質を示し、斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鉱・クリストバル石および燐灰石からなり、比較的ガラスが多い。晶洞には鱗珪石が認められる。

### II. 9. 4 河岸段丘堆積層

徳富川流域・当別川流域およびその他の河川の沿岸には段丘が認められるが、とく

に徳富川流域沿岸でその発達が著しい。これらの段丘はおよそ3段にまとめることができる。

**高位河岸段丘**は、南幌加地域で標式的に発達し、海拔240～280mの高さを示す。一般にかなり開析されているが、南幌加台地では顕著な平坦面を保持している。これに相当する面と考えられるものが、ルークシュベツ川と徳富川との間の山稜、および南幌加三線沢下流付近の山稜に残存している。なお、当別川支流の三番川地域で、この面に対比されるもの(200～250m)がある。

**中位河岸段丘**は、徳富川本流地域でもっとも良く発達している。とくに北幌加地域では、標高200～240mを示す顕著な平坦面を形成している。徳富川上流地域では280～360m、下流の西村農場付近では120～140mの高さを示すように高低差がかなりあるが、ともに現河床から15～20mの比高を有するもので、同一時期のものと考察される。

この面に対比されるものに、当別川流域に発達する160～200mの平坦面がある。

**低位河岸段丘**は、幌加徳富川・徳富川およびワッカウエンベツ川流域に発達し、現河床面からの比高は10m内外である。

これらの河岸段丘の堆積物は、いずれも下部は礫層で、上部が砂・礫および粘土層となっているのが普通である。高位河岸段丘の堆積物は南幌加付近で約7mの層厚を示し、下部に安山岩の巨礫が多いのが特徴である。また、一部には泥炭を挟有している。中位の段丘堆積物は、南幌加付近で約6mの層厚を示し、上部の粘土層は通常4m近くあり、泥炭を挟有している。

## II. 9. 5 沖積層および岩屑堆積物

**沖積層**は各河川に沿ってその氾濫原を形成しており、砂・礫および粘土からなる。徳富川流域および浜益川流域などでは扇状地型の堆積を示している。

**岩屑堆積物**の顕著なものは、富士形山および四番川の北方500.1m三角点の山麓に発達し、火成岩の岩塊からなる。

### Ⅲ. 応 用 地 質

本図幅域内においては、ワッカウエンベツ層中の、同層を母岩とすると考えられる石油、ラウネナイ層中の石炭などがある。そのほか徳富川噴出岩類中には鉍化された部分がある。

#### Ⅲ. 1 石 油

本図幅地域に、広く発達するワッカウエンベツ層中には数カ所の油徴が認められる。すなわち、幌加尾白利加川支流十一番の沢上流の和歌背斜頂部付近、およびアイノ地部落の橋の付近で泥岩中に介在する約1mの灰色、中～細粒砂岩に滲油しているのが観察され、また、ワッカウエンベツ流域の営林署泥川出張所事務所裏にガス徴がみとめられる。たゞし、このガス気泡は燃焼しないようである。このほか、南幌加五線沢から六線沢入口にいたる間の幌加徳富川で、2カ所砂質泥岩中に油臭を感じる地点があったが滲油はみとめられなかった。

#### Ⅲ. 2 石 炭

ラウネナイ層の一部には石炭が介在する。これらは浜益村盤の沢上流および当別川上流の峠付近に発達する。石炭層はラウネナイ層下部の礫岩層の上位にあり、暗灰色泥岩、および細～粗粒砂岩互層中に挟有されるものである。

炭層はかなりの膨縮があり、連続性に乏しくその分布は狭い。島田忠夫・矢崎清貫<sup>註19)</sup>によると炭層は12～13枚認められ、炭丈1m前後のものは1～2層にすぎず、炭種は褐炭から炭質頁岩で頁岩のハサミがかなりあり、石炭というよりはむしろ炭質頁岩に属すると報告されている。なお、本炭層の平均分析値は次の通りである。

水 分            7.24%

註19) 1953, 樺戸炭田泥川地区地質調査報告 (Ms) 埋炭資料

灰 分	38.10%
揮 発 分	26.84%
固定炭素	27.79%
発 熱 量	3,871cal
純炭発熱量	7,439cal
燃 料 比	1.03%

(埋炭資料による<sup>註19)</sup>)

本炭層は昭和 16 年頃から約 2 年間に亘って、その一部が採掘されたが現在は稼行されておらず、坑口はほとんどが崩壊している。

上記のように本炭層は炭質が悪く、小断層によって切断されるとともに、膨縮がはげしいために稼行上期待されるものではない。

### Ⅲ. 3 砂 利

徳富川本流流域に広く発達する沖積層の氾濫原堆積層中には、上流地域に分布する安山岩類から由来した玉石や砂利が大量に存在し、現在幌加および壮志付近で道路敷石用および土木建築工事用として採取されている。

## 文 献

- 1) 加藤 武夫：北海道渡島国潮首岬付近に発達する片岩に就いて，地質学雑誌，Vol. 14, 1907
- 2) 佐々保 雄：北海道雨竜・留萌炭田に於ける各含炭層の層位について，北海道石炭鉱業会々報，No. 291, 1938
- 3) 長尾 巧：札幌苫小牧低地帯（石狩低地帯），矢部教授還暦紀念論文集，Vol. 2, 1939
- 4) 舟橋 三男：雨竜空知地方の玄武岩，新生代の研究，No. 5, 1950

- 5) 橋本 互：北海道樺戸山地周縁部の地質, ( I ), ( II ), 北海道地質要報, No. 13, 14, 1950
- 6) 小山内 照：石狩国樺戸山地東部周縁の第三系, 地質学雑誌, Vol. 57, No. 656, 1951
- 7) 紫田 勇：日本および其近傍の第三紀玄武岩類, 新生代の研究, No. 15 ~ 16, 1952
- 8) 森下晶・市原実・駒井郁夫・隅田実：北海道恵岱別近傍の地質, 新生代の研究, No. 12, 1952
- 9) 島田 忠夫：石狩国青山奥地質概査報告, 地質調査所北海道支所調査研究報告会講演要旨録, No. 8, 1952
- 10) 湊 正雄：グリーン・タフ地域の問題, 新生代の研究, No. 14, 1952
- 11) 三谷勝利・成田英吉：浜益郡浜益村附近の地質, 北大理地修論 (MS), 1952
- 12) 今西 茂：北海道樺戸郡新十津川地区の地質, 東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告, No. 43, 1953
- 13) 高橋 進：石狩国新十津川村青山越附近の地質, 北大理地卒論 (MS), 1953
- 14) 島田忠夫・矢崎清貫：樺戸炭田泥川地区地質調査報告 (未発表)(MS), 1953
- 15) 対馬坤六・山口昇一：5 万分の 1 地質図幅「留萌」, および同説明書, 地質調査所, 1954
- 16) 鈴木 醇：北海道産岩石雑記, 西南北海道産圧砕変成岩 (Mylonite), 北海道地質要報, No. 26, 1954
- 17) 棚井敏雅：大和田・樺戸両夾炭層の地質時代について, 一石狩平野周辺地域地質調査報告, 第一報一, 地質調査所月報, Vol. 7, No. 1, 1956
- 18) 小林勇・他 7 名：樺戸山地およびその周辺の図幅調査概報, 地質調査所北海道支所調査研究報告会講演要旨録, No. 8, 1956
- 19) 鯨馬坤六・垣見俊弘・植村武：5 万分の 1 地質図幅「厚田」, および同説明書, 地質調査所, 1956
- 20) 小林勇・垣見俊弘・植村武・秦光男：5 万分の 1 地質図幅「滝川」, および同説明書, 北海道開発庁, 1957
- 21) 秦光男・山口昇一：5 万分の 1 地質図幅「浜益」および同説明書, 地質調査所 1957



- 22) 池辺展生：日本の新生代の積成盆地—特に中新世の積成区—，新生代の研究，No. 24～25，1957
- 23) 江藤力・松井愈・棚井敏雅・松野久也・垣見俊弘・魚住悟：新生代の堆積区とその変遷(5)—北海道地域—，新生代の研究，No. 24～25，1957
- 24) 垣見俊弘・植村武：5万分の1地質図幅「月形」，および同説明書，地質調査所，1958
- 25) 土田定次郎：北海道宗谷日高堆積盆地の微小古生物学的研究(その1～その4)，石油技術協会誌，Vol. 22, No. 5～Vol. 23, No. 2, 1957～1958
- 26) 佐藤博之・秦光男・小林勇・山口昇一・石田正夫：5万分の1地質図幅「国領」，および同説明書，地質調査所，(未発表)
- 27) Iijima, A : Preliminary Note on the Heavy-Mineral Association of the Ishikari Series (Eocene-Oligocene) in the Ishikari, Kabato and Rumoi Coal Fields in Hokkaido, Japan, 地質学雑誌, Vol. 63, No. 737, 1957
- 28) 北海道地下資源調査所(編)：20万分の1北海道地質図(1～6)説明書，1958
- 29) 佐藤博之・沢村孝之助：国領・雄冬図幅調査報告，地質調査所北海道支所調査研究報告会講演要旨録，No. 11，1958
- 30) 佐藤博之・秦光男：樺戸山地信砂火山噴出岩層にみられる化石林について，新生代の研究，No. 30，1959
- 31) 橋本互・猪郷久義・朝倉一悦・館野俊男・長瀬和雄：北海道石狩国樺戸山地より紡錘虫化石の発見，地質学雑誌，Vol. 66, No. 776, 1960
- 32) 北海道総合開発委員会事務局(編)：北海道地質図(60万分の1尺)，1951



**EXPLANATORY TEXT  
OF THE  
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN**

Scale 1 : 50, 000



**NISHITOPPU**

Asahikawa, No. 51

By

TOSHIHIRO KAKIMI, SHŌICHI YAMAGUCHI  
MITSUO HATA, HIROYUKI SATOH & ISAMU KOBAYASHI

(Written in 1960)

---

(Abstract)

**GEOLOGY**

The area mapped occupies the central part of the Kabato mountainland, which is a characteristic geologic unit situated between central Hokkaidō and southwestern Hokkaidō. In the present area are developed the pre-Tertiary, Tertiary and Quaternary systems. Each of them is composed of sedimentary and igneous rocks, whose stratigraphic sequence is shown in Table 1.

Table 1

Geologic age		Stratigraphic sequence		Remarks		
Quaternary	Recent	Alluvium	Flood plain deposits Detritus deposits			
	Pleistocene	Diluvium	Lower terrace deposits	Intermittent uplift		
			Middle terrace deposits			
			Higher terrace deposits			
		Pyroclastics (Chirai-dake, Otaki-yama, Higashikumbetsu-yama volcanics)	Uplift	Shokambetsu volcanic activities		
Neogene Tertiary	Pliocene	Etaidake basalts		← Basalt activity		
		Toppugawa lava and agglomerate	Horokaoshirarika formation	Folding		
	Miocene	Fukagawa group	Takinosawa lava and agglomerate	Upper sandy mudstone	"Hard shale"	
				Mudstone	Sandstone	
		Shinotsukawa group	Sakasagawa formation	Mashike formation	Lower sandy mudstone	
					Toppu formation	Massive "hard shale" Platy "hard shale"
		Hidarimata formation		Maedano-sawa formation	Alternation of sandstone & mudstone Conglomerate	Rokugosenzawa formation
		Nishitoppu group	Wakkawembetsu formation		Folding	
			Soshi formation			
			Raunenai formation		Folding (Tilting)	
Pre-Tertiary	Kumazeshiri group	Betsukaridake formation		Folding, uplift		
			Kanuishiriyama formation Sotchigawa formation	← Basic igneous activities		
		West	←————→	East		

### **Kumaneshiri group**

The Kumaneshiri group composes the basement of the Kabato mountainland. As a matter of fact, it may be a complex consisting of several groups which are geologically separated from each other, but the authors could not realize them for the lack of fossil evidence.

The Kumaneshiri group is exposed in two separated areas, the southeastern and southwestern mountain blocks, each of which continues to south adjacent area. In the southeastern (Chiseneshiri-yama) block, the group is composed of seven formations in all, but in the mapped area only two formations of apparently upper parts of them are exposed. They are, in ascending order, the Sotchigawa formation consisting of clayslate with sandstone and "schalstein", and the Kamuishiriyama formation composed of conglomerate, alternation of sandstone and clayslate and remarkable andesite lavas. In the southwestern (Betsukaridake) block, the group is represented by the Betsukaridake formation which is composed of clayslate with sandstone and "schalstein". The formation has suffered a weak metamorphism at some places, where we can find such metamorphic rock, as phyllite, mylonite and meta-diorite.

### **Raunenai formation**

The Raunenai formation is distributed narrowly on the eastern margin of the Betsukaridake block, and is in contact with the basement rocks by a remarkable thrust. The basal part of the formation is composed of conglomerate with lavas and/or agglomerate of peculiar (basic) andesite. The main part consists of thinly graded alternation of sandstone and mudstone accompanied with conglomerate and coal seams, containing ill-preserved plant fossils such as *Populus* cf. *balsamoides* GÖEP., *Castanea Ungerii* HEER, *Quercus sinomiocenicum* HU et CHANEY, *Zelkova Ungerii* ETTINGS, *Acer subpictum* SAPORTA and *Acer fatisiaefolia* HUZIOKA. It is considered, therefore, that the formation is non-marine, and early-middle Miocene in age.

### Nishitoppu group

The group is divided into the basal and main parts. The basal, Sotchi formation covers the Raunenai formation as well as the Kumaneshiri group with a remarkable clino-unconformity. It consists of conglomerate and alternation of conglomerate and sandstone. The main, Wakkauembetsu formation distributed widely is composed mainly of monotonous, massive, soft, black or dark grey mudstone whose thickness is estimated at nearly 2,000 m. The group contains marine fossils such as "*Siratoria*" *siratoriensis* OTUKA and *Batillaria yamanarii* MAKIYAMA, which are, mainly equivalent to them of Kadonosawa fauna (Takinoue fauna in Hokkaidō), indicating middle Miocene in age and warm climate. Their detailed contents are shown in the Japanese Text (p. 23).

### Shintotsukawa group

The Shintotsukawa group overlies the Nishitoppu group, unconformably. In the area the group is divided into seven formations, some of which are subdivided into many members. The stratigraphic relations among these formations and members are given in Table 1 and Fig. 1. These table and figure show that there were three local depositional basins with different environments, one another. Such local diversity is recognized, as a common property of the Shintotsukawa group throughout the Kabato mountainland.

The molluscan fossils such as *Solemya tokunagai* (YOK.), *Acila divaricata* (HINDS), *Portlandia thraciaeformis* (STOR.), *Patinopecten yessoensis* (JAY), *Conchocele bisector* (CONRAD) and *Turritella saishuensis* YOK. are yielded sporadically in members of the group. Their detailed contents are shown in tables 5, 6 and 7 in the Japanese Text. These faunas represent the upper Miocene and therefore, this group is correlated safely with the Wakkanai group in central Hokkaidō.

From the western half of the area to the adjacent area, the Shintotsukawa group is rich in volcanic rocks and pyroclastic sediments, which are represented by the Hidarimata, Sakasagawa and Takinosawa formations consisting mainly of lava and agglomerate

of augite-hypersthene andesite or hornblende andesite.

### **Fukagawa group**

The Fukagawa group conformably covers the Shintotsukawa group, and in this area, is divided into two lithologic facies, the clastic Horokaoshirarika formation and the pyroclastic Toppugawa formation, which is the contemporaneous facies with the former. The Horokaoshirarika formation consists mainly of bluish gray-colored, massive, fine-grained sandstone which occasionally contains sandy nodules and thin layers of tuff. The upper part of the formation shows more tuffaceous rock facies containing pumice and volcanic sand at many places. The Toppugawa formation is composed mainly of lava and agglomerate of pyroxene andesite and partly of basaltic lava.

In the present area the group is poor in fossils indeed, but this group is continuous to the lower part of the Fukagawa group in the type locality (Takikawa sheet-map area), being assigned to early Pliocene in age.

### **Etaidake basalts**

The main part of the Etaidake basalts forms the Etaidake mountain of the northern adjacent area. It covers the Fukagawa group and underlies the Quaternary volcanics, both unconformably, therefore the age of volcanic activity is latest Pliocene or earliest Pleistocene. The basal part of the basalts is composed of agglomerate of augite-hypersthene andesite and the upper main part is of lava of hypersthene-bearing olivine basalt.

## **DYKE AND LAVA DOME**

Olivine basalt builds up a few lava domes such as Fujigata-yama and Shisun-zan mountains and many dykes of small scale, scattered everywhere in the area.

## QUATERNARY SYSTEM

The Pleistocene volcanics constitute three, small, dissected volcanoes named Chirai-dake, Otaki-yama and Higashikumbetsu-san mountains. They are composed of lava or agglomerate of andesite.

Many terraces are developed along the Toppu river, Tobetsu river, etc. and they are generally grouped into three clans namely the higher-, the middle- and the lower-terraces. They are composed of gravel accompanied with sand and clay.

Recent deposits are composed of the flood plain deposits developed along rivers and the detritus deposits around the basalt domes as Fujigata-yama mountain.

## ECONOMIC GEOLOGY

Oil and gas seepages are recognized at several localities where the Wakkauembetsu formation is exposed.

Some of the coal seams of the Raunenai formation were explored in the time of the World War II. The coal is brown coal poor in calories, and therefore, cannot be expected as economically workable one.



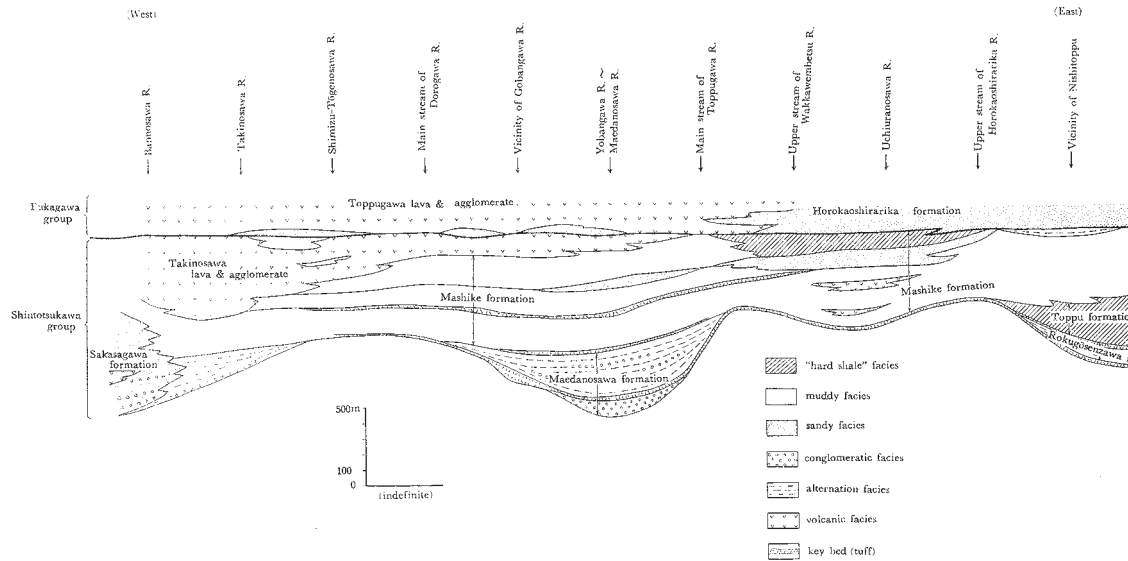


Fig 1 Schematic section showing the regionality of the Shintotsukawa group in the Nishitoppu sheet-mapped area



---

---

昭和38年7月20日印刷

昭和38年7月29日発行

工業技術院  
地質調査所

印刷者 小林孝次

印刷所 泰成社印刷所





---

# EXPLANATORY TEXT OF THE GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

SCALE 1 : 50,000

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Masatsugu Saitō, Director

---

## NISHITOPPU

(Asahikawa-51)

By

TOSHIHIRO KAKIMI, SHŌICHI YAMAGUCHI

MITSUO HATA, HIROYUKI SATOH & ISAMU KOBAYASHI

---

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-chō, Kawasaki-shi, Japan

1 9 6 3