
5 萬分の 1 地質図幅説明書

月 形

(札幌一第4号)

地 質 調 査 所

昭和33年

5 萬分の 1 地質図幅説明書

月 形

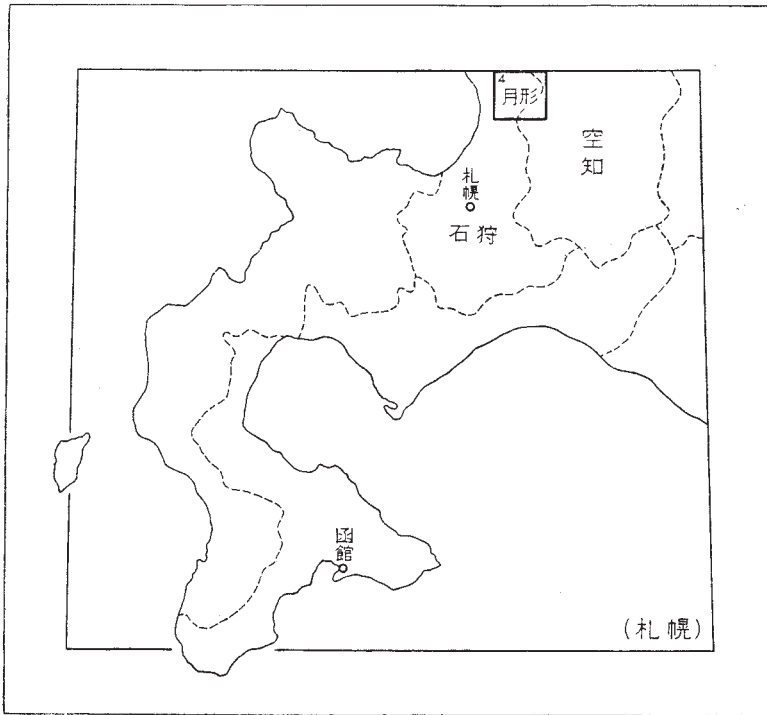
(札幌—第 4 号)

通商産業技官 垣 見 俊 弘
通商産業技官 植 村 武

地 質 調 査 所

昭 和 33 年

位置図



()は1:500,000図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地 質	2
II. 1 概 説	2
II. 2 隈根尻層群—先第三系—	4
II. 2. 1 中小屋川層	5
II. 2. 2 札比内川層	5
II. 2. 3 浦白山層	6
II. 2. 4 共有地沢層	7
II. 2. 5 隈根尻山層	7
II. 2. 6 惣富地川層	8
II. 2. 7 神居尻山層	9
II. 2. 8 別狩嶽層	10
II. 2. 9 隈根尻層群中の岩脈類	11
II. 3 樺戸層—古第三系—	13
II. 3. 1 礫岩層	14
II. 3. 2 下部砂岩層	15
II. 3. 3 夾炭層	15
II. 3. 4 上部砂岩層	17
II. 4 新第三系下部層群	17
II. 4. 1 玄武岩	17
II. 4. 2 奔須部都層	18
II. 4. 3 ラウネナイ層	22
II. 5 新第三系中部層群	23
II. 5. 1 発足層	26

II. 5. 2	厚田層	29
II. 5. 3	盤ノ沢層	30
II. 5. 4	須部都層	31
II. 5. 5	一番川層	34
II. 5. 6	三番川層	37
II. 5. 7	望来層	38
II. 5. 8	晩生内層	39
II. 5. 9	左股層	41
II. 6	新第三系上部層群	42
II. 6. 1	金ノ沢層	42
II. 6. 2	当別層	43
II. 6. 3	厚軽白内層	45
II. 7	第四系	46
II. 7. 1	浦臼層	46
II. 7. 2	河岸段丘堆積層	47
II. 7. 3	沖積層	47
II. 7. 4	扇状地堆積層	47
II. 8	地質構造	48
III.	応用地質	50
III. 1	石炭	50
III. 1. 1	月形炭砒	50
III. 1. 2	その他の地区	51
III. 2	石油	52
	文 献	53
	Abstract	1

1 : 50,000 地質図幅
説 明 書

(昭和32年稿)

月 形

(札幌—第4号)

本図幅の野外調査は、1954年から55年にかけて、延約200日間にわたって行われた。なお、月形炭砒主部については、月形炭砒株式会社、および東京教育大学橋本亘博士より、二番川地域については、本所燃料部島田忠夫技官より、それぞれ資料の提供をうけ、また、介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学士を煩わした。

なお、調査者の1人植村武は、現在名古屋大学理学部地球化学教室勤務である。

I . 地 形

本図幅地域は、北海道の中央西部を占める樺戸山地の南部中央に位置している。

地域の北東部に、いわゆる古生層隈根尻層群からなる巨大な山塊があって、壮年期ないし晩壮年期地形を示している。この山塊の主峯地勢根尻山(標高1,100.2m, 通称ピンネシリ)は、第四紀の火山を除けば、樺戸山地全域を通じての最高峯である。地域の北西部には、前者よりも規模は小さいが、やはり“古生層”からなる山塊があり、この両山塊の周囲を、第三系からなる丘陵性山地ないし丘陵地が取巻いている。

地形と地質との関係で特記すべき点は、古生層のなかにおける、地勢根尻山を中心とする隈根尻山(標高971.4m)・神居尻山(標高946.7m)のいわゆる樺戸3山で

ある。これらはそれぞれ北から、礫岩(神居尻山)・斑禰岩(地勢根尻山)・集塊岩質輝緑凝灰岩(隈根尻山)が、周囲の粘板岩地域との侵蝕に対する抵抗度の差から、削り残されたもので、とくに地勢根尻山には、残丘の特徴があらわれている。第三系地域では、石狩・厚田郡界をなす山稜が注目される。これはいわゆる硬質頁岩からなり、ほとんど同一高度(250m前後)の切峯面を形成する、この岩質特有の鋸歯状山陵の連なりである。

河川のうち重要なものは、地域中央西部を南北に流れる当別川である。この川の本流は、北隣西徳富図幅地域から本地域を経て、南隣当別図幅地域に至る直線延長およそ50kmの間を、ほとんど終始一貫して、第三系向斜軸部を流れ続ける特異な縦谷である。その他の河川では、日本海に注ぐ厚田川・望来川、石狩川に注ぐ須部都川、当別川支流の一番川・二番川・三番川などがある。なお図幅地域の南東隅に、石狩平野および石狩川の一部が僅かにあらわれている。

前記の諸河川のうち、当別川と厚田川の本流の沿岸には、約3段の河岸段丘が良好に発達している。石狩平野の周辺部にあたる月形一札比内附近には、若い谷に侵蝕された、やゝ古い段丘面が広く分布する。さらに札比内附近では、その面の上に扇状地が発達している。

Ⅱ．地 質

Ⅱ．1 概 説

いわゆる樺戸山地は、地質学上、北海道南西部(“グリンタフ地域”)と中央部(“非グリンタフ地域”)との境界附近に位置し、1つの独特な単元を形成しているのであるが、本図幅地域は、樺戸山地の堆積岩を主とする地域では、もっとも代表的なところである。地質の主要構成員は、先第三系(いわゆる古生層)・古第三系・新第三系および第四系である。火成岩は、先第三系中にはかなり含まれている。先第三系は、地勢根尻山を中心とする東部山塊と、別狩嶽を中心とする西部山塊との2つに大きく分れる。この2つは、樺戸山地の基盤をなすいわゆる古生層のうち最大のもの

第1表 地質總括表

時代		地層名		
第四紀	現世	沖積層	扇狀地堆積層 沖積層	↑ 隆起
	更新世	洪積層	河岸段丘堆積層 浦白層	
新第三紀	鮮新世	上部層群	厚輕白內層 当別層 金ノ沢層	← (西部) 連続的堆積 → (東部) 動搖的堆積
		中部層群	望來層 三番川層 一番川層 晚生內層	
	中新世後期	左股層 厚田層 充足層 須部部層		
	中新世中期	下部層群 奔須部部層 ナライネ層 玄武岩		
	古第三紀	漸新世開始新世	樺戸層 上部砂岩層 夾炭層 下部砂岩層 礫岩	
先第三紀	隈根尻層群	別符嶽層	神居尻山層 富地川層 隈根地沢層 共有地山層 浦白山層 札比內川層 小屋川層	← 火山活動 ← 火山活動 ← 火山活動 ← 火山活動
			(西部) ← → (東部)	↑ 基性火成活動
				← 玄武岩活動 陸化・剝蝕
				陸化・剝蝕

である。今回の調査では、岩相的にこれを細分し得たのみで時代的には依然未知であり、また両山塊の関係も未だ判明していない。

古第三系樺戸層は、先第三系の東部山塊の周縁に小区域を占めて分布する。本層中には石炭を介在し、石狩炭田側の古第三系石狩層群との対比は、最近ある程度行われた。しかし、その分布や発達状況は、石狩層群のそれとはまったく異なり、いわゆる樺戸炭田として、独特の単位を構成している。その基本的な特徴は、下位層（先第三系）とも、上位層（新第三系）とも、まったく非調和的な分布および構造をもっていることである。

新第三系の分布は地域の過半を占め、ほぼ中新世中期と後期の境界附近を境として、上・下の2つに明瞭に区分される。上半の地層群は、およそ中新世—鮮新世の境界附近でさらに2分され、結局、本地域の新第三系は、上・中・下の3層群に大別される。以下、新第三系下部・中部・上部層群と称する。

新第三系下部層群は、海成の奔須部都層と非海成のラウネナイ層とからなる。後者は、従来は樺戸層（古第三系）に対比されていたが、今回の調査では、むしろ奔須部都層と同時異相の関係にあるようである。

新第三系中・上部層群は、岩相や層厚が地域的に著しく異なり、堆積環境の地域的な差が明らかに認められる。例えば、2,000m以上の地層群が整合一連に重なる地域もあるし、厚さ数100mにすぎず、しかもその間に2、3の不整合面の認められる不安定な堆積地域もある。しかし、これらはみな、一連の地殻運動のもとに、同一の堆積盆のなかで、相互に密接な関連を保ちながら堆積した地層群とみなすべきである（第2図参照）。

本図幅地域の地質の総括を第1表に示す。

II. 2 隈根尻層群 — 先第三系 —

先第三系隈根尻層群は、本地域のみならず、樺戸山地全体の基盤をなしている。本地域では、東部山塊と西部山塊とに大きくわかれて分布する。東部山塊のもの一部は、本体からやや離れて、中小屋川地域に大きく張り出し、須部都川沿いの第三系中に地壘状にあらわれる。また、須部都川と奔須部都川との合流点附近で、内座層状に

孤立して露出する。

本層群は、従来樺戸“古生層”と称せられ、北海道中央部の、いわゆる日高“古生層”に対比されている^{註1)}。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、少なくとも先白堊系であることが予想されるだけである。今回の調査でも、年代を決定するに足る資料は得られなかった^{註2)}。

今回の調査によって、本層群は8層に、主として岩相によって区分された。一般に地層の上下の判定は困難で、これら8層の上下関係を厳密に規定することはできない。しかし、このうち浦白山層から神居尻山層までは一連の地層群で、みかけ上は神居尻山層が最上位を占め、おそらく真の上下関係も同様であろう。また、南部の中小屋川層と札比内川層とは一連の関係にあるが、上下関係は不明。この2層は、全体として浦白山層の下位に位置すると思われる。一方、西部山塊の別狩嶺層は、これら7層とは全然別個に独立して発達し、この層の所属の手掛りは、いまのところ全然みいだされない。

Ⅱ. 2 1 中小屋川層

中小屋川中流域に分布する。本層のみかけの層位は、隈根尻層群の最下位にあるが、真の層位的位置は不明である。主として、黒色の光沢ある粘板岩からなり、灰色の砂岩および灰白色の凝灰質砂岩(まれ)・緑色の輝緑凝灰岩(まれ)などを挟む。砂岩と薄互層する部分が多いので、層面や剥理面の測定は容易であるが、上下の判定は困難でグレーデッドベッディング(graded bedding)によって観察すれば、逆転している模様である。したがって、みかけ上は下位にあるにもかかわらず、札比内川層の上位となる疑いが濃い。層厚不明。みかけの厚さは1,000m以上である。処々で斑斕岩質輝緑岩の小岩脈に貫ぬかれている。

Ⅱ. 2 2 札比内川層^{さつびない}

本層は前記した中小屋川の上流から、札比内川上流およびそれ以東に露われる。み

註1) 現在のところ、岩質や地質学的な位置からみると、いわゆる日高系よりは、むしろ西南北海道の先第三系に類縁がありそうである。

註2) 隣接砂川図幅地域内の本層群の浦白山層群の集塊岩から、海綿化石その他を含む石灰岩層を得たが、年代は未決定である

かけ上、中小屋川層の上位にあるが、真の位置は下位ではないかとの疑いがある。いずれにしても、中小屋川層との関係は整合である。

本層は主として輝緑凝灰岩からなり、いくらか粘板岩・砂岩などを含む。輝緑凝灰岩の産状は場所によって異なるが、一般に緑色無層理である。とくに本図幅地域東端附近から砂川図幅地域にかけてのものは、厚層をなし、均質無層理で、いくぶん角礫質の輝緑凝灰岩であり、夾みをほとんど含まない。色相は一般に濃緑色、まれに赤紫色を呈する。検鏡すれば、斜長石と単斜輝石の間を多量のガラスが填めている典型的な輝緑凝灰岩である。斜長石は著しくソーシユル石化しているが、輝石はほとんど変質していない。基質は緑泥石化している。角礫質のものなかには玢岩(安山岩)岩片が含まれている。これに対して、札比内川から中小屋川附近のものは、産状がまちまちで、熔岩状、集塊岩状を呈することが多い。砂岩・粘板岩の夾みも少なくない。これらの夾みで層面を測定できる所もあるが、大部分については不可能である。そのうえ、無数の断層に断たれていて、層厚の測定もできない。多くの場合粘土化作用を蒙っており、小規模な地辻りも処々に見られる。

中小屋川層と札比内層は、それ以外の隈根尻層群諸層とは、一般走向を異にして、別なブロックをつくっているため、それら諸層との相対的な位置の確定ができなかった。両者を一括して浦白山層の下位としたが、岩質上から、中小屋川層は共有地沢層と、札比内川層は浦白山層と、それぞれ同時異相的關係にあることも考えられないわけではない。

II. 2. 3 浦白山層

主要部は、隣接砂川図幅地域内にあり、その延長部が本地域の東端にあらわれている。主要な構成員は、輝緑凝灰岩と同質緑色砂岩、および藍黒色粘板岩の律動的な交互層(1層の厚さ2~5cm程度)である。このなかでは粗粒から細粒に及ぶ堆積のサイクルがきわめて明瞭で、層面の測定も上下の判定も容易である。このほかに、塊状の輝緑凝灰岩・薄い粘板岩・砂岩・石灰質粘板岩(5~50cm)などを挟む。輝緑凝灰岩に密接に伴なって、輝緑岩質ないし玢岩質の集塊岩・熔岩・岩脈・岩床などがひんぱんに露われる。岩床のなかには、数kmにわたって連続するものもある(砂川図幅地域内)。凝灰質砂岩中には、単斜輝石の自形結晶のめだつものが多い。

輝緑凝灰岩を鏡すれば、主として著しくソーシユ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(普通輝石)からなり、多量のガラス質物質がその間を填めている。一般に沸石や方解石を球顆状(径0.1mm内外)に含む岩片(おそらく基性火山岩)を含む。集塊岩状を呈する所は、この岩片を多量に含んでいる。凝灰質砂岩は粘板岩と律動的な薄互層を呈し、分級をよくうけているが、鏡すればほとんど前記と同様の凝灰岩である。そのなかに径1～3mmに及ぶ普通輝石の自形結晶を含む。

浦白山層のみかけの層厚は2,000m以上であるが、個々の葉理の観察によると、その一部は明らかに相当の範囲にわたって逆転しており、本層内での等斜褶曲構造が考えられる。したがって真の層厚は、露出にあらわれた範囲では、みかけのその半ばに満たないであろう。

II. 2. 4 共有地沢層

本層はみかけ上、浦白山層の上位に重なり帯状に分布するが、浦白山層との関係は必ずしも明らかでない。大部分、隈根尻層群の一般傾斜方向に反して南東に傾斜し、浦白山層との間に大きな断層があるかもしれない。主として、やゝ光沢の鈍い黒色の粘板岩からなり、処々で砂岩やチャート様珪質凝灰岩と薄互層する。みかけの層厚は約800mである。

II. 2. 5 隈根尻山層

本層は、共有地沢層の上位に整合して、NE-SW方向に帯状に分布する。上・下位の粘板岩相よりも侵蝕に対する抵抗が強いため、隈根尻山を主峯とするNE-SW方向の山稜を形成する。それを切る須部都川は、その部分で深い峡谷を刻んでいる。本層は、輝緑凝灰岩・集塊岩・珪質岩・輝緑岩(岩床)を主とする火山性物質からなる。まれに砂岩・粘板岩を介在する。集塊岩は本層の比較的上半部に、隈根尻山を中心として、巨大なレンズ状をなして露われる。この集塊岩は周囲の輝緑岩質のものとは異なり、玢岩ないし基性火山岩(安山岩)質で、きわめて特徴的な外観を呈する。

色相は一般に濃緑色、所により藍黒色～紫黒色のものが混り、雑色を呈することがある。産状は火山角礫岩状または自破碎熔岩状で、径数mmに及ぶ杏仁状孔隙が多

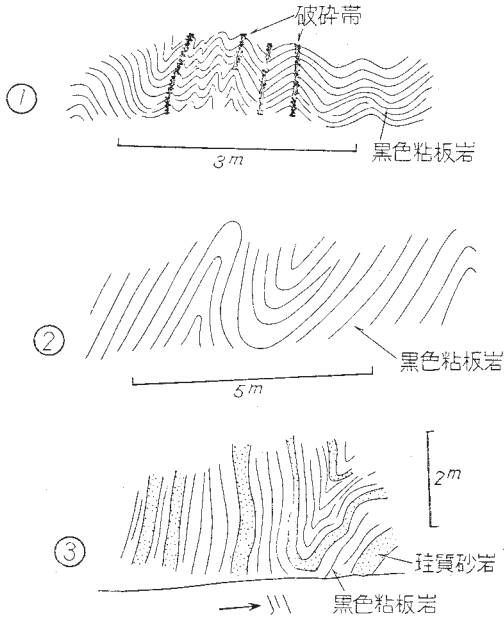
く、白色鉱物で埋められている。鏡下でこの礫を観察すると、多様な外観を呈するが、主として多量の新鮮な普通輝石と、それよりやや少ない、著しく曹長石化あるいはソーシユル石化した斜長石の斑晶からなる。石基はややガラス質で、ハイアロピリチックないしピロタキシチック組織をもつ。2次鉱物として緑泥石が多い。杏仁状孔隙は沸石類と方解石（まれ）で埋められている。

本層の層厚は、みかけ上 600～700m、真の厚さもその程度であろう。隈根尻山附近では、おむね南東に傾斜し、逆転しているようである。

Ⅱ. 2 6 惣富地川層

本層の分布は、隈根尻層群のなかでもっとも広い。本地域から北東へ西徳富・滝川両図幅地域にまたがり、東部山塊の隈根尻層群の半ば以上を占めている。

隈根尻山層との関係は整合である。



① 一番川本流 ② 三番川本流 ③ 三番川右股（いもだ川）

第1図 惣富地川層小褶曲の例

本層は大部分が黒色粘板岩によって構成され、単調な岩相を示す。僅かに砂岩・凝灰岩などを挟む。粘板岩は剝理性に富み、光沢のある黒色を示し、層面と剝理面は多くの場合一致する。一般に急傾斜で、第1図のような微細な複褶曲や過褶曲を到る所で観察できる。まれに、逆転していることがわかる所もあるが、一般には上下判定を個々の露頭で行うことは不可能であり、したがって、本層の厚さの測定は甚だ困難である。みかけは5,000m以上に及ぶ厚層であるが、実際にはそれよりもかなり薄いことは確かである。

本層の(みかけの)上部は、細粒砂岩の夾みが多くなり、神居尻山層の直下位では、砂岩と粘板岩の互層で、むしろ砂岩が優勢となる。二番川支流ヤバチ沢では、例外的に数mの細礫岩が認められた。また、きわめてまれに石灰質粘板岩の夾み(5～20cm)が認められる。

本層を貫き、地勢根尻山を構成する斑礫岩質岩体は、樺戸山地における先第三系中で最大の規模のものである。

II. 2 7 ^{かお い しり} 神居尻山層

本層は、神居尻山を中心として、舟底状向斜の中央に露われる。東部山塊の先第三系の最上部を占めている。

神居尻山層の本体は、礫岩と砂岩・粘板岩との厚互層からなる。両岩相は帯状分布を示すが、大きくみると相互に岩相変化しており、本図幅地域に関する限り、向斜東翼部では礫岩が卓越し、西翼部では砂岩・粘板岩の量を増す傾向にある。

礫岩は、細粒のもの(granule size)からや>粗粒のもの(pebble-cobble size)までであり、礫には最大40cmに達するものがまれにあるが、普通は1～5cmの粒径をもつ。円磨度は円礫ないし垂角礫程度で一般に良好である。礫種は、細粒砂岩・アルコース質の中粒砂岩・珪岩・黒～赤～緑～灰白色チャート(ラジオラリアを含む)・黒色砂質粘板岩・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がおもで、まれに石灰質岩・優白質岩・輝緑岩?などを含む。パッチ状の粘板岩を含むこともあるが、これは“同時礫”と思われる。礫が2次的に変形ないし変質したと思われる証拠はない。基質は粗～中粒砂質のものと、著しく凝灰質のものがある。後者のうちのあるものは、集塊岩状を呈するものがある。これらの礫岩は一般に硬く、粘板

岩との互層部では微地形上特徴的にあらわれている。

集塊岩状を呈するものを検鏡すると、多様な玢岩(ないし安山岩)の集まりである。斑晶は著しく変質した斜長石と、新鮮な普通輝石とからなる。石基は緑泥石・黝簾石などに変わっている。岩片のなかに、石基が新鮮なピロタキシチック組織をもつ基性安山岩質のものがある。

砂岩は、黒色微粒のものから、灰色～緑灰色で粗粒のものまでである。前者は粘板岩と、後者は礫岩と細互層することがある。粘板岩は下位惣富地川層のもの、ほゞ同質の黒色粘板岩で、砂岩をひんぱんに挟む。

本層は、東翼から西翼へ厚くなる傾向があり、東側では約 600～700m、西側では 1,000m 以上に達する。たゞし上限は削割されていて不明である。

神居尻山層と惣富地川層との境界附近には、厚い玢岩(安山岩)質の集塊岩・熔岩ないし岩床が発達する。これは、三番川右股(通称いもだ川)から西側で厚く、東側では数枚にわかれて、急激に薄化尖滅する。本岩の集塊岩状を呈するものなかに、礫岩や砂岩を多く挟んでおり、礫岩を膠結したように見える所(西徳富岡幅地域内)もあるので、礫岩の堆積と本岩の噴出ないし貫入とが同時期に行われたことは確実である。本岩を神居尻山層の基底部に所属させたのはこの理由による。しかし、向斜東翼部では、熔岩ないし岩床の上位に、なおしばらく粘板岩が続いてから礫岩に移化するので、この部分では礫岩と粘板岩との境界を惣富地川層との境界とした。したがって地質図上では、向斜の東側においては、両層がインターフィンガーするように表わされている。この両地層と玢岩との関係は、なお将来も検討されねばならない問題であろう。

本岩は、検鏡すれば前述の集塊岩とほゞ同じ岩質を示す。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、まれに径 6mm にも達する。斜長石はソーシュル石化および曹長石化している。石基はおゝむねピロタキシチック組織を示し、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、沸石類および方解石によって埋められている。

II. 2 8 別狩嶽層

本層は西部山塊を構成する先第三系の総称である。隈根尻層群の一員として取扱っ

ているが、規模からいえば一つの層群に充分匹敵するものである。

本層は主として粘板岩および砂岩からなる。走向傾斜の測定は容易であり、個々の点では著しく乱れているが、全体を概観すると、NW-SE方向で、みかけ上SW傾斜を示す。これによって岩質を大分けすれば、NE側(みかけの下位)は黒色粘板岩からなり、SW側(みかけの上位)は粘板岩・砂岩の互層からなる。主として後者のなかに、珪質岩・輝緑凝灰岩・珪質凝灰岩・石灰質粘板岩などが挟まれる。

本層は、東部山塊の隈根尻層群よりも、概して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。このため、粘板岩には部分的に灰白色となり、絹雲母光沢を示し、千枚岩化しているものがある。砂岩や輝緑凝灰岩のなかにも片理を示すものが少なくない。西徳富岡幅地域にはいるとますますこの傾向が強くなり、そのうちのあるものは低度の動力変成作用によって、すでに報告されているように²⁾、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。

本層は、後述するように(Ⅱ. 2. 9参照)、東側の地域で角閃玢岩の無数の小岩脈に貫ぬかれている。西側の地域では、処々に輝緑岩質岩床が見られる。

Ⅱ. 2. 9 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。それらはすべて基性岩類で、半深成岩から噴出岩に及ぶ多様な現出状態を示す。このうち熔岩類は、輝緑凝灰岩に密接に伴なって露われるものが多い。凝灰岩と同質熔岩および集塊岩との区別は、野外では甚だむずかしい。これら凝灰岩とともに露われる熔岩や集塊岩は、地質図上ではすべて省略した。

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、各層準に露われ、現出状態も多様である。他の1つは別狩嶽層の東側の地域にのみ露われる角閃玢岩である。

斑珩岩—輝緑岩—玢岩質のもの：この種のものは隈根尻層群のあらゆる層準に含まれる。肉眼的にはほぼ一様に暗緑色を呈し、粗粒から細粒に及ぶ。しばしば黄鉄鉱染をうけ、また処々珪化および粘土化作用を蒙っている。鏡下で観察すると、基本的には斜長石と単斜輝石との組合せからなる。斜長石は例外なく曹長石化あるいはソーシユル石化しており、単斜輝石(一般に普通輝石、まれに透輝石)はほとんど変質

していないか、あるいは部分的に角閃石（陽起石）化している。その組織は石基をもたずに半自形粒状組織を示すもの（斑斨岩、まれ）、オフィチック組織を示すもの（輝緑岩質斑斨岩）、石基を有し斑状組織を示すもの（斑斨玢岩）、填間組織ないし間粒組織を示すもの（輝緑岩ないし輝緑玢岩）など多様である。しかし、これらは相互に漸移するものが多く、本源的には同一性質（同一起源）のものと思われる。

これら岩脈類の貫入時期の決定は困難であるが、本層群全体を通じて、輝緑凝灰岩に伴う熔岩類と似た岩質を示し、また輝緑凝灰岩の卓越する地域に岩床状をなして露われることがとくに多いので、これらの岩脈を貫入させた基性火成活動は、隈根尻層群の堆積時ないし、その直後に行われたと推定されるであろう。

中小屋川層層準で四号の沢中流のものは変輝緑岩岩脈で、普通輝石は陽起石から緑泥石まで変化し、変質した橄欖石・角閃石、波状消光を示す石英などをまれに含み、オフィチック組織を示す。

札比内川で札比内川層を貫ぬくものは輝緑玢岩で、斜長石は少なく、普通輝石は大きく新鮮である。石基はやゝ細かい間粒組織を示す。異質の岩片を多量にとりこみ、沸石類を含む杏仁状孔隙がある。

浦白山層層準のものは無数にあり、また岩床と同質熔岩との区別のつかないものが多い。札の沢上流に露われるものは輝緑玢岩で、普通輝石の一部は角閃石に変わり、全体が緑泥石化している（同層準のものは代表的なもののみ図示した）。

於札内川（共有地沢）最上流に露われる隈根尻山層の岩床は、単斜輝石がやゝ陽起石化しており、オフィチック組織を示す。須部都川最上流のものもほぼ同質で、斜長石は全部緑泥石化している。

惣富地川層層準には、地勢隈根山（賓根山・待根山）を構成し、本地域で最大の規模を有する斑斨岩体がある。かすかにオフィチック組織をもつ等粒半自形結晶のほかに、単斜輝石の巨大な斑晶がある。全体が緑泥石化している。待根山の東側の小岩脈は輝緑岩で、斑晶は斜長石と透輝石、石基は斜長石・普通輝石・雲母・石英・角閃石からなり、間粒組織を示す。一番川に細長く露われる岩脈はまれに橄欖石の斑晶を含み、石基は細かな填間組織を示す（玄武岩質）。

別狩嶽山塊の南西側に露われている比較的大きい岩脈は、少量の黒雲母を含む斑斨玢岩である。厚田川支流下砂金沢の小岩床群（1～5mのもの）は層面と平行的な構造をもつ変輝緑岩で、鉱物の大部分が変質し、僅かに組織だけを残している。

角閃玢岩質のもの：東部山塊の分水嶺の東側にのみ露われる。砂金川のものが100 m以上の幅をもつほか、2, 3を除いては、すべて幅1～10数mの小さなものばかり

りであるが、数はほとんど無数にあり、地質図上ではそのおもなものだけを記入したにすぎない。概して大きな岩体は層面を斜めに切って貫入しているが、小さいものは平行的、時には粘板岩と層々貫入状に入る傾向がある。後者の場合、堆積岩との境界がきわめてあいまいな所が多い。色相は濃緑色から灰白色に及ぶ。一般に斑状組織を示すが、大岩体の芯部では文象岩状やペグマタイト様の外観をもつものがあり、小岩体では緻密、白色で凝灰岩と見誤るものがある。ところにより、角閃石の斑晶のみからなり、角閃石岩と称すべき部分があり、同一岩体でも外観は変化する。白色を呈するものは、風化表面が“ヤケ”で赤褐色を呈する。

鏡下で観察すると、斑晶は主として普通角閃石と斜長石とからなり、副次的に石英(所によって多い)と黒雲母(まれ)を含有する。斜長石は著しく曹長石化し、ほとんどすべてが、絹雲母・緑簾石・黝簾石・曹長石および方解石に変わっている。普通角閃石の一部は多色性が弱まり(劈開面が発達して)陽起石化している。石基は柱状の角閃石と斜長石・粒状の石英からなる。まれに間粒組織を示す。緻密、細粒な外観を呈するものは、この石基鉱物のみからなる。白色を呈するのは、著しく曹長石化のすすんだ部分である。粘板岩との境界があいまいなのは、いわゆるアジノール化が行われたためであろう。野外では区別できないが、鏡下でみると、これらのなかに輝緑岩質のものがまれに混っている。

II. 3 樺戸層—古第三系—

樺戸層はすでに述べたように、東部山塊の周縁部にその分布が限られ、本図幅地域では、さらに二番川流域・一番川流域・須部都川流域(月形炭鉱地区)および札比内川—晩生内川流域の4地区に分れる。それぞれ小地域を占めてブロック状に露われている。下位層(隈根尻層群)とも上位層(新第三系)とも、著しい傾斜不整合で接し、構造的にも独立した単元を形づくっている。

樺戸層の地質時代については、従来異論があり、一時は新第三系(滝の上層準)のものとする考えが支配的であった。しかし最近、含有植物群と岩質(とくに重鉱物組成)とから、古第三系石狩層群上半部の層準のもの(幾春別夾炭層から上の層準)であることが明らかにされた⁸⁾⁹⁾¹⁰⁾。すなわち、本層は始新世後期～漸新世前期の地層

である。

今回の調査では、本層を主として岩質から、礫岩層・下部砂岩層・夾炭層・上部砂岩層の4層に区分した。

II. 3. 1 礫岩層

各地区の樺戸層の最下部を占め、隈根尻層群を傾斜不整合に覆い、あるいはこれと断層で接し、ほとんど大部分礫岩からなる。部分的に砂岩を挟み、まれに薄い泥岩および石炭(二番川・一番川および月形炭砦地区)を挟む。礫岩は、基底の数mを除く大部分は、よく円磨された礫からなるが、淘汰は不良である。大きさは細礫から巨礫に及ぶが、径5～10cmくらいのものが普通である。礫種は、粗～中粒砂岩・細粒砂岩・微細粒硬砂岩・砂質粘板岩・粘板岩・珪質粘板岩・灰色珪岩・緑色～赤色チャート・角閃石斑粘岩・微閃緑岩(まれ)・玢岩(まれ)・輝緑岩(まれ)・ケラトファイア・アプライト(圧砕岩化している)・灰色～チョコレート色泥岩・凝灰質シルト岩(この2つはやゝ軟質)・安山岩(まれ)および流紋岩などである。なかんずく流紋岩は、ほとんどあらゆる所で認められ、量的にも卓越している。

流紋岩礫は、灰白色ないしかすかに緑色を帯びた灰白色で、石英粒の顕著なネバダイト質のものである。検鏡すれば、斑晶は石英と長石類と黒雲母からなる。石英は多量かつ大形(数mmに及ぶ)で融蝕されている。長石類は変質しているが、ほぼ等量のアノソクレスと斜長石(An 20～30)からなる。アノソクレスはまれに microcline 組織を示すものがある。黒雲母は小さく、量も少ない。Y = 濃緑, X = 黄褐～淡褐色で多くは海緑石様物質に変わりつつある。石基はほぼ完晶質で粒状の石英からなる。まれに球顆(spherulite)を多く含むものがある。

膠結物質は夾みの砂岩と同質で、灰白色～淡青灰色の粗～中粒砂岩からなる。

厚さは、二番川および一番川地区で250m以上、月形炭砦地区で約350m強、晩生内川地区では150～250mである。月形炭砦地区では、本層のほぼ中部附近に炭層が1枚(X番層)あり、これを境にして本層は上下に分れる^{註3)}。上部の礫岩は下部に較べて一般に細かく、砂岩の量をまし、処々に薄い炭層を挟む。

本礫岩層は、基底部の僅かな部分を除く大部分において、基盤の隈根尻層群からの

註3) 橋本互(文献6)の礫岩部および下部貧炭部にあたるものである。

供給物がほとんどみられず、むしろ現在の日高帯の岩石に類縁性の認められるものの多いことは、注目すべきである^{註4)}。

II. 3. 2 下部砂岩層

二番川および一番川地区にのみ発達し、礫岩層の上位にあって、その関係は整合である。もっともよく発達する二番川地区でも、断層や玄武岩貫入のために、層序を明らかにし得なかったが、同地区では、下部は緑色の細粒砂岩を主とし、上部は礫岩・砂岩の互層となるようである。下部の砂岩は、一般に緑色～緑灰色無層理均質の細粒砂岩である。まれに礫を含み、また礫岩を挟む。二番川中流には、大きな崖をなして露われているものなかに、色相があざやかな緑色で、部分的にチョコレート色を呈する特徴ある細粒砂岩がある。これを検鏡すると、斜長石・石英・角閃石・輝石・雲母(まれ)および鉄鉱からなり、その周辺部は著しく緑泥石化している。チョコレート色を呈する部分は、赤鉄鉱の多い部分と思われる。上部の礫岩・砂岩の互層は、下位の礫岩層のものと同質(アルコース質)であり、まれに石炭の薄レンズ・植物化石の破片を含む。

II. 3. 3 夾炭層

本層は二番川地区では下部砂岩層の上に、月形炭砒および晩生内川地区では礫岩層の上に、いずれも整合漸移する。一番川地区では本層は削剥され尽している。また、札比内川中流には、樺戸層のうちの本層だけが、新第三系のなかに地塁状に露われる。

本層は、主として砂岩と泥岩またはシルト岩との互層からなり、礫岩および石炭層を挟有する。砂岩は、礫岩層や上部砂岩層のそれと同質の、アルコース質粗～中～細粒砂岩で、灰白～灰色を呈する。この性質は、本地域のみならず、樺戸山地全体を通じて、夾炭層の砂岩の共通的な性質である^{註5)}。泥岩およびシルト岩は、暗灰色～暗褐色で、石炭層の上下に発達する。礫岩は二番川および月形炭砒地区ではあまり含ま

註4) 例えば、赤色チャートや緑色チャートは隈根尻層群に見ることのできない岩石で、北海道春稜山脈の空知層群(中生代層)にむしろ近縁。また、斑礫岩も、本地域先第三系のもは全部輝石斑礫岩で肉眼下で緑色を帯び、斜長石が著しく変質しているが、本層の礫にあるものは角閃石斑礫岩で白、黒の斑状を示し、長石類は全然変質していない。これは日高帯のものに近い。流紋岩にいたっては、全然由来不明である。岩質もわが国の普通の流紋岩とは長石の性質が異なっている。

註5) 橋本互(文献6)によると、留萌圏幅地域内の樺戸層相当層である大和田夾炭層の砂岩も同様アルコース質であるという。

れていないが、晩生内川地区や札比内川中流の本層中には、かなりひんぱんに挟まれる。

炭層は、二番川地区では5枚以上(島田忠夫¹¹⁾による)、月形炭砒地区では7枚(橋本互⁶⁾による)、札比内川中流では2枚以上、晩生内川地区では10数枚(春城清之助による¹⁴⁾)あり、月形炭砒地区のものがもっとも発達もよく、炭質も良好であるが一般には膨縮が著しく、炭質頁岩と互層している所が少なくない。

層厚は、二番川地区では約200m、月形炭砒地区で260～290m、札比内川中流では約200m強、晩生内川地区では450m以上¹⁴⁾である。

本層中の炭層や炭質頁岩の附近からは、植物化石を多産するが、今度の調査中には、あまり保存良好なものは得られなかった。しかし、すでに棚井敏雅⁹⁾によって、月形炭砒地区から次の属種が知られている。

樺戸層産出化石

Fossils from the Kabato formation (after T. Tanai)

- Equisetum arcticum* HEER
Osmunda japonica THUNBERG
Metasequoia japonica ENDO
Sequoia sp.
Quercus tukigataensis TANAI
Ulmus harutoriensis OISHI & HUZIOKA
U. longifolia UNGER
Artocarpidium alaskana HOLLICK
Cericidiphyllum arcticum (HEER)
Platanus aceroides GOEPPERT
P. Guillelmae GOEPPERT
Pueraria ishikariensis TANAI
Buchania sp. nov. (after Tanai)
Mallotus elongata TANAI
Acer arcticum HEER
Tilia sp. (“bracteole”)
Marlea basiobliqua OISHI & HUZIOKA
M. basitruncata OISHI & HUZIOKA
Eugenia eocenica TANAI
Viburnum sp.

(棚井敏雅による)

II. 3. 4 上部砂岩層

本層は主として月形炭砒地域にのみ明らかに認められる。二番川地区でも、夾炭層の上位にあって、石炭を含まない砂岩・礫岩層を本層と認め、これを色別したが、露出不良で詳細は不明である。月形炭砒地区では、礫岩をほとんど含まない夾炭層の上位に、ふたゝび礫岩の卓越する地層が整合に重なるが、その顕著な礫岩(いわゆる追掛礫岩帯)^{註6)}の下底をもって、便宜的に本層の下底とする。礫岩と砂岩・泥岩の互層とからなり、それら構成物質の性質は、礫岩層および夾炭層のそれらと同質である。処々炭質頁岩を挟み、また貧弱な炭層が2枚認められる。層厚は同地区で100m以上、二番川地区では不明である。

II. 4 新第三系下部層群

本図幅地域の新第三系下部層群は、奔須部都層とラウネナイ層とからなる。奔須部都層は、古生物的にも岩質的にも、樺戸山地各地に認められているユードロ層層準のもので、中新世中期(F₂～F₃)に属する。ラウネナイ層は、本地域から北隣西徳富図幅地域にかけてのみ分布する特殊な地層で、その帰属には未だ問題があるが、おそらく奔須部都層の同時異相であろう。

II. 4. 1 玄武岩

玄武岩は、二番川から一番川に及ぶ地域で、岩脈または岩床として樺戸層を貫ぬき、あるいは熔岩としてこれを覆う。また奔須部都層の基底礫岩に不整合に覆われ、また礫となって基底礫岩中に含まれている。したがって、この玄武岩の活動時期は、樺戸層堆積後―奔須部都層堆積前である^{註7)}。おそらく新第三系初期(奔須部都層の海進以前)に、この地域に活動したものであろう。また、三番川地域でラウネナイ層基底部の下に露われる玄武岩も、一番川～二番川のものと同じ産状を示し、ほぼ同時期の

註6) 橋本互(文献6)命名。この地域では厚さ約30mで、地域的な鍵層となる。礫岩の性質は、礫の淘汰がよく、径5～6cmの円礫が揃っている点以外は、他層準の礫岩と変わりはない。樺戸層において、他地域でも追掛礫岩帯と称され本層準に対比されているものがあるが¹²⁾¹³⁾¹⁴⁾、それらが同一層準を示すという根拠は乏しいようである。

註7) 二番川本流に所属不明の礫岩があり、これに玄武岩が大きなブロックをなして入っている。この礫岩はあるいは樺戸層のものかもしれない、そうすれば、一部は樺戸層堆積中に活動したものがあつたかもしれない。

産物と思われる。

この玄武岩は、外観黒色～黒褐色～赤褐色を呈し、斜長石の径 2.5cm に及ぶ巨大な板状ないし長柱状斑晶のめだつ特異なものである。岩脈の一部に板状の節理をみるほかは、一般に塊状である。熔岩には自破碎熔岩状を呈するものがある。杏仁状孔隙が多くみられるのも本岩の特徴である。

本岩は紫蘇輝石玄武岩に属し、鏡下で観察すると、斑晶は著しく多量、かつ大型の斜長石と、少量の普通輝石および僅少な紫蘇輝石からなる。橄欖石はまったく見られない。石基は、長柱状斜長石と単斜輝石とが玄武岩組織をもって組合っており、ガラスがまれに認められる。斜長石は、斑晶も石基のものとともに An65 程度である。

舟橋三男¹⁵⁾は、この地域のものをもって、「樺戸区」の玄武岩の代表とし、本玄武岩をソレーアイト岩漿型に属するものであると論じている^{註8)}。このことは樺戸山地の構造発達史を考えるうえに重要なことと思われる。

II. 4. 2 奔須部都層

本層は西部山塊南縁から東部山塊南縁にわたり、両山塊をとりまいて広く発達するが、それ以東の地域には分布しない^{註9)}。基底部の礫岩を主とする部分と、本体をなす泥岩を主とする部分とに大別される。

礫岩部は、本層基底を形成して隈根尻層群および樺戸層を傾斜不整合で覆う。二番川、一番川間では前記の玄武岩を不整合に覆っているが、その関係は平行的である。層厚の変化が著しく、厚さ 200m 以上から数 m にまで変化する。特定の層準を占めず、本体の泥岩中にも含まれている。主として礫岩、特別に厚いところでは砂岩と礫岩との互層からなる。その性質は第 2 表のようで、樺戸層の礫岩との区別は割合に容易である。礫は、基底面近くを別として、よく円磨された先第三系のチャート・粘板岩・砂岩などと、まれに樺戸層起源のアルコース質砂岩・炭礫からなる。流紋岩礫もまれに含むが、これは樺戸層の礫から由来したものであろう^{註10)}。砂岩は、粗～細粒で青灰色～緑灰色を呈し、淘汰良好で礫岩と互層し、炭礫を含むことが多い。二番

註 8) 隣接当別図幅地域・西徳富図幅地域・浜益図幅地域などで第三期末に活動した玄武岩が、典型的な橄欖玄武岩であるのと対照的である。

註 9) この分布の形と、本地域が留萌地方から樺戸山地を縦断して延びてきた、いわゆるユードロ型堆積物の南限であることを注目すべきである。

註 10) 他の礫にも樺戸層の礫から 2 次的に由来したものが多数あると思われる。

第2表 樺戸層と奔須部都層との礫岩の比較

	樺 戸 層	奔 須 部 都 層
分 級	あまりよくない 大小の礫 がまざっている	比較的良好 大きな礫と小さ な礫がわかれている
礫の大きさ	最大 50cm 以上	あまり大きなものはない
礫 種	流紋岩の大きなものがめだ つ	流紋岩はきわめてまれ まれ に樺戸層の砂岩の礫を含む
円 磨 度	円礫	円礫～亜角礫
マトリックス	アルコース質砂岩 石灰質外套はない	青灰色細粒砂岩～泥岩 礫に石灰質の外套をかぶる
炭 礫	まれ	多い
炭質物パッチ	ある	ある
化 石	まれに植物化石片	海棲～汽棲化石多く、まれに 植物化石
夾 み	粗～中粒砂岩	中～細粒砂岩～泥岩

川支流では約 30cm の炭質頁岩を挟んでいる。所によって「はきよせ」状に化石の密集帯がある。厚田山道から^と戸股沢に至る基底礫岩のなかに、安山岩質熔岩および集塊岩が挟まれている。礫岩の礫にも安山岩礫が多い。安山岩の岩質は黒色、緻密なもので、検鏡すれば礫も熔岩もほぼ同質で、ともに著しく変質している。斑晶はほとんど斜長石のみからなり、有色鉱物は完全に変質（非晶質化）した輝石からなる。石基はハイアロピリチック組織を示す。

奔須部都層の本体は、黒色～暗灰色、無層理軟質の泥岩からなる。この部分は岩質が軟弱で地形によくあらわれている。奔須部都川流域では、岩質がやゝ堅く、砂岩の夾みやラミナによる走向傾斜の判定が可能であるが、そのほかの所では、風化すると細片に砕け、ハンマーで砕くと断面が鏡肌状になっている所が多く、いわゆる圧碎角礫的な性質を示す。一般に走向傾斜が定まらず、他地層に較べると著しく可塑的である。化石は一般に散点的で保存がよくないが、まれに、*Ostrea*, *Batillaria* などの密集して産する所がある。処々に径 1m 内外の泥灰質団球を含む。奔須部都川流域に限って、本層上部に 1m 内外の白色の凝灰質シルト岩を数枚挟んでいる。

厚田村発足部落附近の、上湯の沢および下湯の沢下流に、粗悪な石炭を含む泥岩・砂岩の互層があり、砂岩のなかから *Metasequoia* sp. その他の植物化石を

産する。石炭は 20cm 内外で膨縮するらしい。後に述べる発足層基底の凝灰角礫岩に覆われており、上湯の沢では全体が珪化されている。この地層は一応本層に含めておくが、ラウネナイ層に属させるべきものかもしれず、あるいは発足層最下部に所属させねばならないかもしれない。

本層からは、層厚を各地で測定するに足るだけの資料を得なかったが、奔須部都川では少なくとも 1,000m 以上、発足一青山中央間では 500m 以上である。後者は北方に厚さを減じ、出戸股沢上流で尖滅する。

本層中の化石は以下のものである。

奔須部都層産出化石

Fossils from the Ponsubetsu formation

① 奔須部都川から三番川に至る地域

Acila (Acila) vigilia elongata TAKEDA

Portlandia (Portlandella) hayasakai UOZUMI

Anadara ogawai MAKIYAMA

Volcella sp.

Chlamys aff. *cosibensis* (YOKOYAMA)

Pecten kimurai YOKOYAMA

Ostrea gravitesta YOKOYAMA

O. cf. *gigas* THUNBERG

Venericardia sp.

Nemocardium yokoyamai TAKEDA

N. sp.

Clinocardium aff. *ciliatum* (FABRICIUS)

C. sp.

Pitar cf. *okadana* (YOKOYAMA)

Dosinia sp.

Mercenaria cf. *chitaniana* (YOKOYAMA)

M. sp.

Venerupis (Siratoria) siratoriensis (OTUKA)

Maetra kurikoma NOMURA

Cf. *Pseudocardium ezodensata* (KUBOTA)

“*Sanguinolaria*” sp. nov.*

Macoma cf. *optiva* (YOKOYAMA)

Mya cuneiformis BÖHM

Panomya ? sp.

Batillaria (Tateiwaia) tateiwai MAKIYAMA

B. (T.) atukoe OTUKA

B. sp.

Cf. *Natica "janthostoma"* DESHAYES

Dentalium sp.

Myrica (Comptonia) naumanni (NATHOST)

* *Sanguinolaria* 属にもっとも近縁の新種。藤江力 (北大) による。

② 出戸股沢—厚田山道—川瀬ノ沢地域

Portlandia (Portlandella) cf. hayasakai UOZUMI

Chlamys islandica (MÜLLER) var.

Ostrea cf. gigas THUNBERG

Lucinoma acutilineatum (CONRAD)

"*Cardium*" sp.

Macoma optiva YOKOYAMA

Polinices (Neverita) cf. kiritaniana (YOKOYAMA)

Psephea sp.

Dentalium sp.

Myrica (Comptonia) naumanni (NATHOST)

Marlea aequalifolia (GOEPPERT)

このうち、*Portlandia*、*Acila* は泥岩部のみから産し、*Ostrea*、*Natica*、*Batillaria*、*Dentalium* は泥岩部からも礫岩部からも産し、それ以外は礫岩部からのみ産する。植物化石は一番川口向の川瀬の沢で、礫岩部の砂岩の夾みのなかからと、三番川地域の土方の沢で泥岩部から発見した。

動物化石はいわゆる東北地方の門ノ沢フォーナ、北海道の滝の上フォーナと一致するものが多い。これらは暖気候を指示するものである。しかし産出化石のなかには、必ずしも以上のフォーナと一致しないものが混っている。とくに出戸股地域のもは、発足層以上の中部層群の化石群と一致するもの(*Portlandia*、*Thyasira*、*Lucinoma*、*Ostrea* など)が多く、この点は注目しなければならない^{註11)}。また、これら化石群は、高鹹汽水性のもの(*Batillaria*、*Ostrea* など)と瀬海性のもの(*Chlamys*、*Volcella* など)とやゝ深海性のもの(*Acila*、*Portlandia* な

註11) 浜谷英雄 (厚田村発足および石狩郡当別町青山中央附近の地質, 北大卒論, 1956) によれば、やはりこれらの化石によって、この地域の奔須部都層 (出戸股層と称されている) を発足層以上の地層に近縁であるとしている。

ど)とがまざっている。

植物化石はすでに指摘されたように⁹⁾、いわゆる台島フローラに属するもので、暖気候、中新世中期を指示する。

II. 4. 3 ラウネナイ層

本層は、地域北部から北隣西徳富図幅地域にかけて、隈根尻層群別狩嶽層の東縁に分布する。隈根尻層群とはスラスト性の逆断層で接し、玄武岩 (II. 4. 1 参照) をおそらく不整合に覆っている。基底部に礫岩があり、この部分を色別した。

礫岩は奔須部都層のものと似ているか、あるいはより現地性の (隈根尻層群の礫を直接母材とした) 角礫に富むものからなる。出戸股沢地域の奔須部都層に見られるのとは、同様の、安山岩質の集塊岩を挟む (本地域ではまれであるが、西徳富図幅地域ではこの集塊岩が発達する)。

本層の本体は、灰色～暗灰色の泥岩と、淡灰色砂岩 (まれに礫岩) との薄互層からなる。奔須部都層と同様軟弱で、同じような地形となって反映されている。堆積状態がきわめて律動的で、露出画は縞状を呈し、まれではあるが漣痕が発見された。おびただしい量の植物化石を含むが、多くは破片で、完全なものは少なく、*Carpinus* sp., *Zelcowa* sp. などが鑑定されたのみである。まれに、きわめて薄いレンズ状の石炭を挟む。動物化石は発見されない。これらのことから、本層は非海成堆積物で、おそらく静かな湖底の堆積物ではないかと思われる。

本層は奔須部都層と同様可塑性に富む。一般に急傾斜で、直立、逆転を示す所も多い^{註12)}。褶曲が著しいため、本地域では層序を編むことができなかった。

本層の所属は、従来問題とされているところで、西徳富図幅地域内で本層の延長と思われる部分に、数枚の石炭層が発達することから、樺戸層に対比される傾向があった^{註13)}。しかし、今回の調査では、未だ断定する段階ではないが、本層は奔須部都層の下部と同時異相であろうと推論した (第2図参照)。その理由は、(1) 本層のうちの泥岩の産状が奔須部都層のそれと似ていること、(2) 軟かさの程度が似ていること、(3) 三番川本流で奔須部都層のなかに本層とよく似た律動的な互層部がみだされた

註12) この点では、奔須部都層の泥岩と異なり、走向・傾斜をはかりやすい。ラミナや漣痕によって、地層の正逆をしらべることが可能である。

註13) 高橋英太郎 (文献3)・高橋進 (文献16)・島田忠夫 (文献17) 参照。たゞし西徳富図幅地域の夾炭層と、本層と同層準であると断定することは未だ尚早と思われる。

ことなどである。

II. 5 新第三系中部層群

本層群のなかには、発足層・厚田層・盤ノ沢層・須部都層・一番川層・三番川層・望来層および晩生内層の8層が認められる。このほかに、厚田図幅²¹⁾で左股層と称した安山岩の熔岩が、きわめて僅か本地域に露われる。



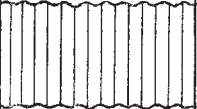
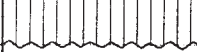
こゝに「中部」層群としてまとめたものの下限は明らかであるが、「上部」層群との境界は、堆積盆地の中心相(後に述べる)地域では、完全に整合漸移的であって、明確な境界を引きがたい。一方周縁相(後述)地域では、中部層群としたもののなかに1つの不整合が露われてくる。しかしながら、この不整合(望来層の異相晩生内層基底)は、樺戸山地南東部(本図幅地域東端附近から東隣砂川図幅地域北西部)に限られ、望来層堆積期の覆蔽の海進(overlapping transgression)と最後に海進の及んだ地域とを物語るもので、あくまで堆積盆地周辺部に特有の局地的なものである。したがって中部層群と上部層群との境界は、樺戸山地の新第三系全体との関連、おゝよその時代(中新一鮮新の境)、岩相変化などを考慮して設けられたものであるが、大局的に妥当なものである。

本層群は、北東隣滝川図幅⁷⁾の新十津川層群、留萌図幅¹⁸⁾の峠下層+増毛層に相当する。北海道中央部(いわゆる北海道標準層序)では、おゝむね川端層上部と、加茂川層とを合わせたものであろう。時代的には、中新世中期末～後期(F₃～G)あたりに相当する。

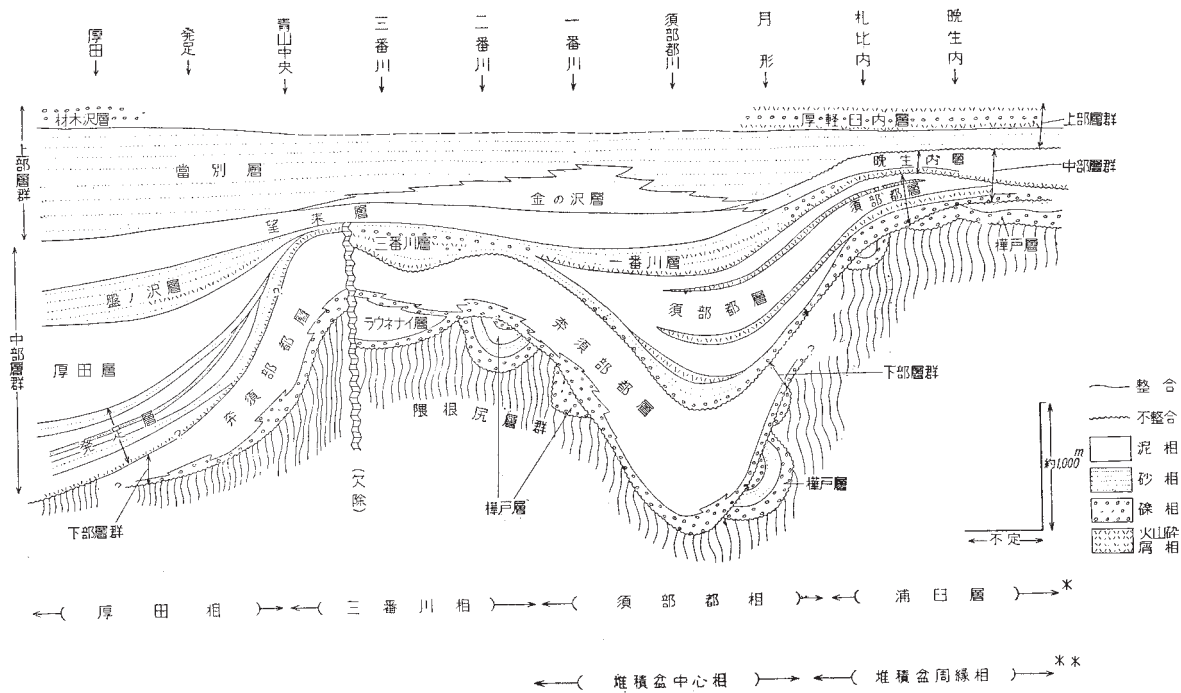
本層群は、岩相の側方への変化がきわめて著しく、積成作用の地域性が明らかに読み取られる。各地層間の相互の関係および岩相の移り変わりの状況を、第3表および第2図に示す(新第三系全体を示してある)。

本地域の新第三系中・上部層群全体を通じて基本的な地域性は、おゝよそ須部都川下流～月形町附近を境として、それ以西(以下西部型と称する)と、以東(東部型と称する)との対立である。すなわち、西部型のもは、地層も著しく厚く、連続性に富み、整合一連の地層であって、安定した状態で連続的に沈降する一種の地向斜の産物を思わせるが、東部型のもはこれに反し、層厚が前者にはるかに及ばず、岩相は不安定で、かつ、処々に堆積の間隙を示す小さな不整合が存在している。東部型・西部型という言葉をより一般的な用語を用いて表現すれば、

第3表 本図幅地域地質対比表 (主として新第三系に関して)

地域(相*) 地層名		厚田一石狩 (厚田相)	青山 (三番川相)	須部都 (須部都相)	月形 (浦白)	札比内 (相)
新 第 三 系	上部層群	材木沢層 (Zy)			厚軽白内層 (Ak)	Ak
		当別層 (Tb)	Tb 金ノ沢層 (Ks)	Tb Ks	Tb	Tb
	中部層群	望来層 (Mr)	Mr	Mr	? 晩生内層 (Os)	Os
		盤ノ沢層 (Bs)	Htb 三番川層 (Sg)	一番川層 (Ig)	Ig	Os 基底部 (Osb)
		厚田層 (At)		須部都層 (Sb)	Sb	Sb
		発足層 (Ht) Ht 基底部 (Htb)		Sb 基底部 (Sbb)	Sbb	Sbb
	?	?				
下部層群	奔須部都層 (Ps)	ラウネナイ層 (Rn)	Ps	Ps		
古第三系		禰戸層 (K)	K	K	K	
先第三系	隈根尻層群 (Km)	Km	Km	Km	Km	

* 新第三系の中・上部層群にのみ適用される。



* 新第三系中部層群のみにあてはまる ** 新第三系のみにあてはまる
 第2図 第三系層序概念図

堆積盆の周縁相と中心相と称するのが妥当であろう。

これに加えて第2図に明らかなように、中部層群のうち最上位層（望来層とその異相である晩生内層）を除く部分に関しては、中心相のなかでさらに、それぞれ厚田相・三番川相および須部都相の発達する3地域が識別される^{註14)}。これらのうち、厚田相と須部都相は、ともに砂（礫）相→泥相→砂相へと移り変わる一連の厚い堆積物からなっている。一方、三番川相は、砂相を主体とした不安定な堆積物からなる。このことから、中部層群堆積の初期～中期においては、著しい沈降を行い、厚い泥相の卓越した地域（海）が、ほゞ本図幅地域中部まで発達していたが、それより北方へは先第三系からなる東西両山塊の間を、比較的小規模かつ動揺的な沈降を行い、浅海相の卓越した地域（海）が、ほゞ現在の当別川沿いにはいり込んでおり、したがって、これら3相の堆積盆地は一連のものとして推定される。たゞ、須部都相の特殊性は、堆積相の火山砕屑性と、その基底相から読みとられるように、盆地のでき方が、東部山塊周縁の激しい破碎作用を契機としていることである。

望来層から上部層群にかけては、中心相地域には地域性があまりみられなくなる。すなわち、望来層堆積時代（中新世末期）以後は、堆積盆の中心相地域はほぼ均一の沈降を行うようになったものと考えられる。

さて、本地域の新第三系中・上部層群積成作用の地域的な相違と、時間的な変遷とを、一方では堆積盆地の「中心相と周縁相」、他の一方では中心相のなかにおける「分化時代」から「均一化時代」への発展としてとらえると、これらの現象は、本地域ばかりでなく、樺戸山地全体にほゞ普遍的に存在していることが、近年の調査^{註15)}によって明らかにされている^{註16・17)}。

II. 5. 1 発 足 層

本層は主として厚田村発足地方に分布する。基底部には特徴ある凝灰角礫岩が発達

註14) 当別図幅（文献19の3～4頁）では、これらの現象を“東方への不安定化”として表わしてある。つまり、月形図幅の中心相と周縁相、および中心相のなかの東西の対立を一括して表現したものである。その場合、当別図幅においては、中心相のなかの東部、すなわち須部都相は、南部樺戸山地における安定相西部と、不安定相東部の遷移地帯として取扱われている。

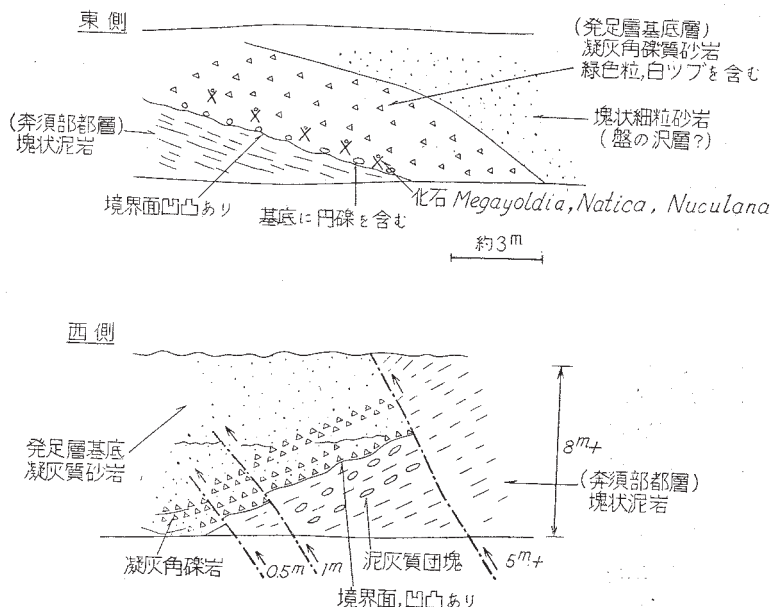
註15) 一連の5万分の1地質図幅調査。すなわち留萌図幅（1954年）・厚田図幅（1956年）・当別図幅（1957年）・浜益図幅（1957年）・滝川図幅（1957年）・妹背牛図幅（近刊）、なお残りの石狩・砂川・西徳富・国領・雄冬図幅もすでに調査が終了している。

註16) 周縁相は本地域東部から砂川図幅—滝川図幅—妹背牛図幅に及ぶ、石狩平野西縁部で、中心相はそれ以西の全地域である。

註17) 樺戸山地全般を通じて望来層層準（いわゆる硬質頁岩の層準）の大部分と、当別層層準（塊状砂岩の層準）から上は、その積成状態がほゞ一様であるが、それから下の層準では岩相と層厚が各地で著しく異なっている（留萌図幅¹⁹⁾—妹背牛図幅²⁰⁾—滝川図幅⁷⁾など参照）。

し、この部分を発足層基底層 (Htb) として色別した。この凝灰角礫岩は厚さ 4 ~ 30m で、産状は地域によって異なるが、おむね暗緑色を呈し、凝灰角礫岩・火山砂岩、泥岩の細角礫からなる角礫岩、緑色の斑点を有する凝灰質シルト岩などからなり、出戸股沢上流および上湯の沢・下湯の沢では集塊岩質となる。これを検鏡すれば斜長石・石英・輝石(まれ)・角閃石(まれ)・ガラス・安山岩片などからなり、おそらく石英安山岩質の凝灰岩である。同時にきわめて多量 of 海緑石を含有する。ときに円礫を含み、*Nuculana* aff. *robai* (KURODA), *Portlandia* (*Portlandella*) sp., *Acila* sp., *Natica* sp. などの化石を産することがある。この凝灰角礫岩と、下位層奔須部都層との境界は明瞭であるが、その関係は未だ整合か、不整合か断定できない。青山中央一発足間の厚田山道の露出では不整合のようでもある^{註18)}(第3図)が、出戸股沢支流では整合のように思われる。

発足層の本体は、模式地発足部落東方では、泥岩と砂岩との互層で、礫岩の薄層や、



第3図 厚田山道における奔須部都層と発足層との境界面

註18) さらに、この地域の奔須部都層の層厚をみると、南部で厚く、北方へ薄くなる傾向がある。これは単に奔須部都層自体の積成作用によるものか、または発足層基底に削割されたものかは判然としない。

含礫泥岩・含礫砂岩などを不規則な形(むら雲形)に含む不安定な岩相を示す。砂岩は灰白色～緑灰色で、粗～細粒、処々に礫を含み、しばしば炭礫や石炭のパッチを含有する。炭粉の多い所では縞状砂岩となるものがある。泥岩は黒灰色を呈し、塊状、やゝ軟質で、礫を含むことが多い。礫は径2～3cm以下のものが普通で、よく円磨された粘板岩・砂岩・チャート・玢岩などからなる。まれに安山岩礫や、偽礫状の泥岩の垂角礫などもみいだされる。

模式地をはなれて北方へは、岩相が次第に変化して、砂岩の量を増し、砂岩・泥岩ともに著しく硬さを増し、緑色を帯び、一般に凝灰質となり、また化石をほとんど産しない、などの変化がみられる^{註19)}。

本層はきわめて膨縮に富む地層で、模式地では約400m、北方地域ではそれ以上に達するが、東方へ急激に薄化し、その本体は望来川とトップ沢間で尖滅して、基底の凝灰角礫岩のみが、岩相も厚さもそのまゝに持続しつつ、当別川右岸にまで連続する。また、本図幅地域北西端から西徳富図幅地域にかけては、本層が奔須部都層を欠いて、隈根尻層群(別狩嶽層)を直接傾斜不整合で覆っているが、これは、中部層群基底のオーヴァラップ現象と解される。

化石の産出は割に豊富であるが、保存はあまり良くない。礫岩や含礫泥岩中のものと、泥岩中に散点するものとは、その棲息深度の点で差異がみられ、不安定な積成作用が行われたことを物語っている。次の化石が鑑定されている。

発 足 層 産 出 化 石

Fossils from the Hattari formation

Solemya tokunagai (YOKOYAMA)

Acila (*Acila*) sp.

Portlandia (*Megayoldia*) *thraciaeformis* (STORER)

P. (*Portlandella*) *hayasakai* UOZUMI

Nuculana sp. aff. *robai* KURODA

Glycimeris sp.

Patinopecten yessoensis (JAY)

Ostrea gigas (THUNBERG)

Venericardia sp.

註19) この地域のもは厚田図幅²¹⁾・浜益図幅²²⁾地域の北厚田層群の諸特性にちかい性質を示す。

Conchocele bisecta (CONRAD)
Lucinoma acutilineatum (CONRAD)
Clinocardium sp. cf. *nuttarii* (CONRAD)
Callista sp.
Dosinia sp.
Securella sp.
Pitar okadana (YOKOYAMA)
Pseudocardium ezodensata (KUBOTA)
Macoma cf. *tokyoensis* (MAKIYAMA)
Dentalium yokoyamai (MAKIYAMA)
D. sp.
Turritella saishuensis (YOKOYAMA)
Natica sp.
Japelion sp.
Siphonalia sp.
S. sp.
Buccinum sp.
Neptunea phoeniceus DALL
Carcharodon cf. *megalodon* (CHARLESWORTH)

II. 5. 2 厚 田 層

本層も厚田・石狩郡界から西部側にのみ分布する。下位の発足層とは整合漸移で、便宜上砂岩・礫岩のなくなった所をもって本層の下底とする。

本層は一般に灰色～灰黒色の泥岩およびシルト岩からなり、一般に層理面が不明瞭で、単調な外観を示すが、出戸股沢から厚田川中流(中の股)にかけては板状の層理を示し、いわゆる“硬質頁岩”(hard shale)様の外観を呈する。ときに泥灰質の団塊ないし団塊(径1m以上のものがある)を含む。

介化石は散点的であって、本地域に産するものが少ないので厚田図幅地域および当別図幅地域を合せたものを次頁に示す。そのほか有孔虫化石がしばしばみだされる。

層厚は厚田川下流部では700mを超えるが、本地域(望来川流域)では150～250mとなり、急激に薄化し、トップ沢上流では僅かに35mとなって発足層基底部に直接重なり、その東方で間もなく尖滅する。

厚田層産出化石

Fossils from the Atsuta formation

Solemya (Acharax) tokunagai (YOKOYAMA)*Adulomya* ? n. sp.*Acila (Acila) Vigiria* (SCHRENCK)

A. (A.) sp.

Portlandia (Megayoldia) thraciaeformis (STORER)P. (*Portlandella*) *hayasakai* (UOZUMI)*Nuculana* sp. aff. *robai* KURODA*Malletia* sp. cf. *poronaica* (YOKOYAMA)*Neilonella* sp. nov. ?*Propeamussium tateiwai* KANEHARA*Calyptogena pacifica* DALL*Conchocele bisecta* (CONRAD)*Lucina* ? sp.*Macoma* cf. *tokyoensis* MAKIYAMA*Periploma besshoensis* (YOKOYAMA)*Dentalium yokoyamai* MAKIYAMA

D. sp.

Neptunea cf. *eos* (KURODA)*Plicifusus* sp. cf. *yanamii* (YOKOYAMA)*Callianassa muratai* (NAGAO)*Sagarites* sp.

魚鱗

魚卵

II. 5. 3 盤ノ沢層

本層は発足背斜軸の両翼に分布し^{註20)}、下位層(厚田層)との関係は整合である。模式地附近では、海緑石質の帯緑色細粒～微粒砂岩を主体とし、一部に泥質の部分を挟み、球形の砂質団球(径30～40cm)を多く含んでいる。北方へ次第に火山碎屑質

註20) 本層は、図幅地域南東部の望来川支流盤ノ沢を模式地²³⁾とし、従来は本地域全般にわたって(三番川層・一番川層をも含めて)称されて来た鍵層的な存在であったが、本報文においては、「厚田相」の分布地域にかぎって用いることにする。

となり、望来川上流に露われる本層の比較的下部は、凝灰質砂岩・火山砂質粗粒砂岩となる。また海緑石粒も多く、黒色の縞を有する砂岩の黒色の部分は検鏡すれば海緑石である。化石は、模式地盤ノ沢～札子沢附近では散点的に含まれるが、北方に至るとまれにしか含まれない。次のものが鑑定された。

盤ノ沢層産出化石

Fossils from the Bannosawa formation

Acila (Acila) vigilia SCHRENCK

Acila (A.) sp.

Portlandia sp.

Macoma praetexta MARTENS n. var.*

M. cf. *tokyoensis* MAKIYAMA

Dentalium yokoyamai MAKIYAMA

Ancistrolepis sp.

Neptunea phoeniceus DALL

珪化木 (Silicified wood)

* *M. praetexta oinomikadoi* OTUKA に似るが、右殻の轉入の形がやゝ異なる。

層厚は望来川中流では約 350m であるが、背斜の東翼部では 250～280m となり、北方へ薄化して、トップ沢上流では僅かに 35m 内外となり、長谷川沢の源流附近では痕跡しか認められなくなる。さらに北方へ厚田山道を経て川瀬の沢にはいると、発足層基底の凝灰角礫岩上に直接して数 m～数 10m の本層に類似の砂岩が断続するが、果して本層所属のものか否かは疑わしい。

II. 5. 4 須部都層

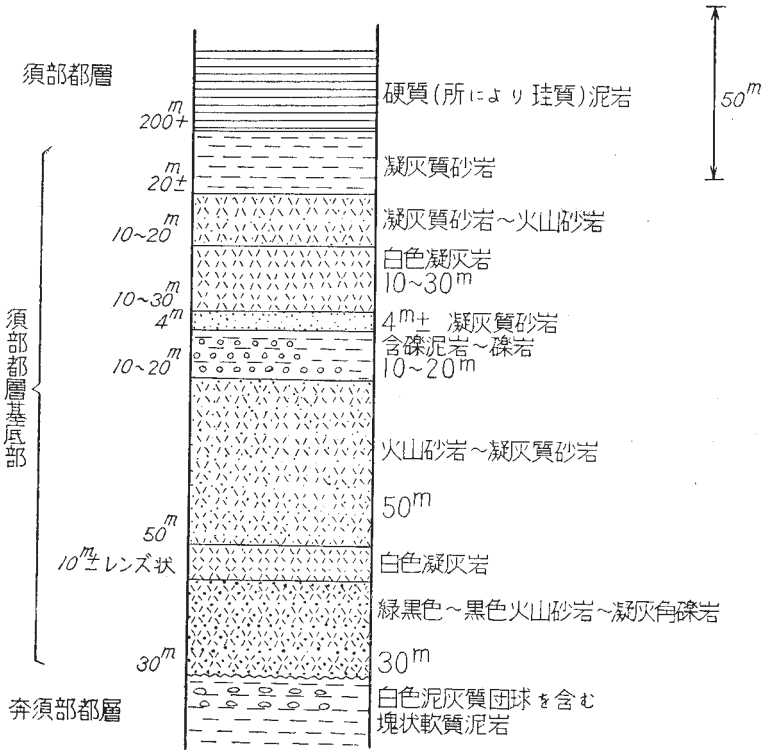
本層は須部都川中流に広く厚く分布するものと、札比内川—晩生内川に露われるもの、および当別断層の西側に僅かに露われるものとの 3 つに分れる。基底部を形成するものを本体の泥岩部と区別して色別した。

本層基底部は隈根尻層群および奔須部都層を不整合に覆い^{註21)}、隈根尻層群との関係は傾斜不整合であるが、奔須部都層との関係は平行的である。一番川ではむしろ整

註21) 樺戸層との関係は直接にはみられない。札比内地塁では地質図上では認められるが、確認されていない。

合のように思われる^{註22)}。

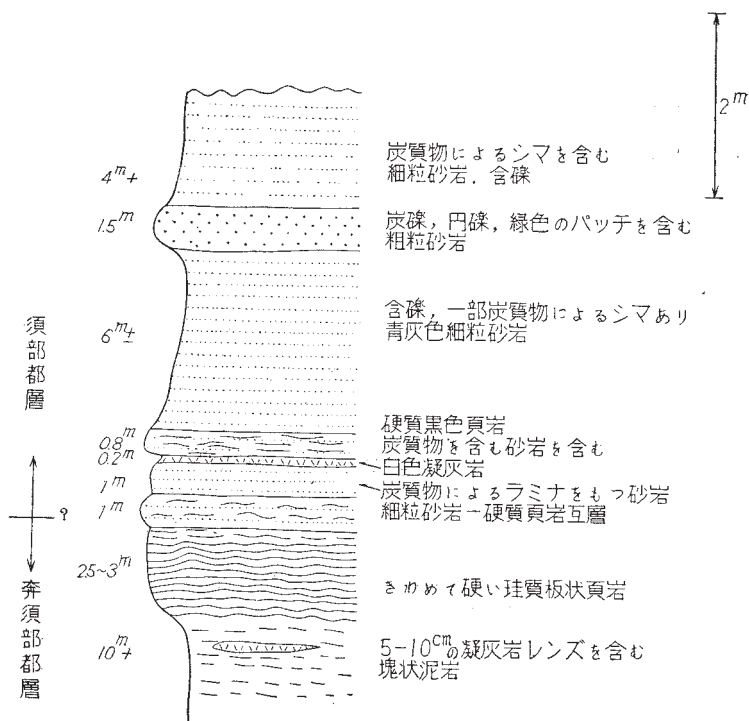
基底部は主として礫岩^{註23)}・凝灰質砂岩^{註24)}・泥岩^{註25)} および凝灰岩からなるが、そのいずれも側方にはあまり連続しない。したがって基底部の層厚は側方への変化が著しく、もっとも厚い奔須部都川では 150m 内外 (第 4 図参照) であるが、極端に薄い所は 10m に満たない。礫岩はすでに橋本互^{⑥)}によって指摘されたように、ほとんど隈根尻層群の垂角礫ないし角礫のみからなり、往々隈根尻層群の礫岩ないしは破碎



第 4 図 奔須部都川における須部都層基底部概略図

註 22) 一番川では奔須部都層と須部都層との間にきわめて硬い珪質頁岩が分布しており、これの所属が不明である。こゝではこの珪質頁岩は、一番川層の堆積時の火山活動によって珪化した奔須部都層の泥岩部とみなしておく (第 5 図参照)。

註 23, 24, 25) それぞれ橋本互 (文献 6) によって、三股礫岩層・左の沢緑色砂岩層・三股頁岩層と名付けられている。



第5図 一番川における奔須部都層と須部都層との境界附近

帯と見誤るほど(とくに札比内川流域で著しく、隈根層群との境界がほとんどわからなくなっている。角礫の径はときに数mに及ぶものがある)であって、この点で樺戸層および奔須部都層の礫岩と区別することができる。泥岩は須部都層本体をなす泥岩層と異なり、軟質塊状で風化すると細片に碎け、一見奔須部都層の泥岩ときわめてよく似ている。*Sagarites* や小形介化石破片および有孔虫化石 *Martinotiella communis*(D'ORBIGNY), *Bulimina pupoides* D'ORBIGNY, *Trochammina* sp., *Globigerina* sp.などを産する。この部分がもっとも側方へ礫岩に変化しやすい。凝灰質砂岩は、奔須部都川では火山砂質で、粗粒、緑黒色を呈するが、一番川ではそれほど凝灰質でなく海緑石・炭礫および炭質物による縞を含み、黒色ガラス質凝灰岩薄層^{註26)}(10cm)

註26) 風化した表面は黒色であるが、ハンマーで砕くとなかは白色～淡青灰色である。

を 10 枚内外挟む細粒砂岩である。いずれにも白色、緻密な凝灰岩のレンズを挟む。

須部都層の本体は、泥岩を主とし、特徴ある凝灰岩を挟む。泥岩は新鮮な所では層理のあまりよく判らない、やや硬い暗灰色泥岩ないし砂質泥岩であるが、風化すれば薄い板状層理を明瞭に示す。須部都川本流では、層間褶曲的な細かい褶曲を示し、処処著しく珪質である。札比内川から晩生内川にかけては、泥岩は粒度が細かく、軟質で、水に濡れると微かに緑色を呈する特徴をもち、むら雲状に含礫部を含む。当別断層の西側のものも軟質細粒無層理である。地質図上に色別した凝灰岩は^{註27)}、基底部のものも同様であるが、緑色～淡灰色あるいは白色を呈し、均質、緻密で、きわめて特徴的である。基底部のなかに 1～2 枚、泥岩中に 1～2 枚挟在するが、側方への連続は確かめられていない。もっとも厚いものは、札比内川西方に分布する基底角礫岩の直上にみられ、50m 以上を算する。これとは別に水道沢～厚軽白沢などの上流で、本層の最上部近くに、後述する一番川層中の凝灰岩に似た緑色角礫質の凝灰質砂岩が挟在する。

本層からは化石はあまり産出しない。僅かに、*Lucinoma* sp., *Portlandia* (*Megayoldia*) *thraciaeformis* (STORER), *Portlandia* (*Portlandella*) sp.などを産し、これらの化石群は種内容も産状も厚田層のそれによく似ている^{註28)}。

本層の層厚は、須部都川の本流では層序が乱されていて、よく判らないとはいえ、少なくとも 500m 以上を算する厚層であるのに、北方へ急激に薄化して一番川では約 40m となり、その北方で間もなく尖滅する。一方、東方の晩生内川地域では 400m 以上である。

須部都層は、その層位的位置から、西部地域(厚田相)の発足層+厚田層に相当するものである。

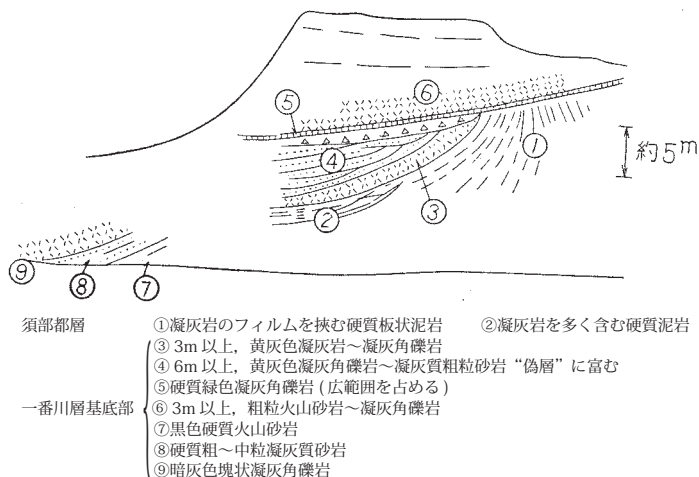
II. 5. 5 一番川層

本層は須部都川を中心として、およそ須部都層の上位に重なる砂質ないし凝灰質部のみを称する。須部都層との関係は、以前不整合といわれたことがあるが、今回の

註27) 橋本互(文献6)によって四号の沢緑色凝灰岩層と名付けられ、盤ノ沢層に対比されているが、本凝灰岩は須部都層の夾みであり、したがって橋本により四号の沢硬質頁岩層と名付けられた凝灰岩の上の頁岩層も須部都層の一部である。

註28) 岩質もこの部分(須部都層最上部・角礫質凝灰質砂岩の上部)だけは厚田層に似ている。

調査では整合と思われる^{註29)}(第6図参照)。ただし、一番川の北側で、本層が下位に須部都層を欠いて、奔須部都層の上位に直接重なる所は不整合である^{註30)}。



第6図 須部都川右岸の崖(常世農場附近)における須部都層と一番川層との関係

本層の岩質は、須部都川を中心として、以北と以東とで顕著な相違がみられる。模式地一番川の岩相は、第7図に示すように、下部はかなり凝灰質で、中下部に凝灰角礫岩が発達する。これは、常世農場附近では本層の基底部を構成する。上部は厚田相における盤ノ沢層と、ほぼ同じ岩相を示し、海緑石粒を含む緑色細粒砂岩を主とし、シルト岩を含む。砂岩中に大形の砂質団塊^{註31)}と、球形の径40～50cmの砂質団塊^{註32)}とを含む。須部都川以東では、次第に火山碎屑物の量を減じ、水道沢で礫質から細粒に及ぶ砂岩と、泥岩との薄互層からなり、薄い凝灰角礫岩を挟む。さらに東方の厚軽白内川では、礫岩と砂岩・泥岩との互層となる。札比内の四号の沢以東には本層

註29) 須部都川の常世農場附近の崖(第6図)における本層と須部都層との関係は、長尾巧(文献1)、三本杉巳代治(文献5)および吾妻稯・他(帝国石油K.K.社内資料)は傾斜不整合と観察し、橋本互(文献6)は偽層の一種とみなしている。筆者らは、これをきわめて大規模な偽層と解して、橋本の説に賛成する。

註30) この部分は三番川層とすべきである(理由は後述)が、その境界がひけないので、この部分だけ一番川層に含めたものである。

註31) 高橋英太郎(文献3)、長尾巧(文献1)によって指摘されたように、このなかには鯨類と思われる、巨大な脊椎動物の骨の化石を産する。また当別層にみられるような(後述)生痕様の模様を見ることができ。

註32) しばしば球形のものが2個連っており、これは土地の人により「ヒョウタン石」と称されている。

層名	厚厚 m	柱状 記号	岩質	特徴
望来層	100+	h	板状層理を示す泥岩	“硬質頁岩”層
一番川層	40±	g	主として細粒砂岩 中部に球形団粒多し	球形の団粒（鰐鱗石）を多く含む 下部は海緑石質 ⊗くじらの骨・海棲介化石 炭礫・炭粉をまれに含む
	10 / 40	f	主として灰色シルト岩～シルト質砂岩 一部細粒砂岩	灰色、軟質、細粒塊状の岩相（当別層型の露出を示す） ⊗海棲介化石
	15±	c	海緑石質細～中粒砂岩	海緑石質の岩相を示す
	30±	d	凝灰角礫岩・粗粒凝灰岩・凝灰質砂岩の互層 礫岩・集塊岩を含む	粗粒、凝灰質岩相を示す 凝灰角礫岩はいわゆる“mud breccia” 礫岩は円礫を含む
	35 / 0	e	細～中粒砂岩 ガラス質凝灰岩・凝灰岩礫を含む	aと似ているが炭礫がほとんどない ガラス質凝灰岩は泥状となる
	40 / 20	b	主として凝灰質砂岩 中部凝灰質砂岩を含む 最上部石灰質泥岩	最上部石灰質となる 須部都層型の硬質頁岩相を示す
須部都層	75 / 25	a	主として塊状細粒砂岩・泥質凝灰岩レンズを含む 炭礫・炭質物による礫多し ガラス質凝灰岩薄層を含む 礫を含む	炭礫・炭質物による礫が特徴的である 所によりガラス質凝灰岩多し（風化すれば黒色、新鮮な面は白色）
	5 / 15	e	最上部柱状頁岩・凝灰岩フィルムを含む	a'は厚さ 定しない
奔須部都層	100+	a	軟質軟状泥岩 白色の団粒を含む	奔須部都泥岩の柱化した感じである

第7図 一番川における新第三系の柱状

は発達しないが、本層層準は、晩生内層基底の礫質部や、凝灰質部に相当するのであろう。当別断層の西側に、当別図幅地域から連続して^{註33)} 僅かに本図幅地域に露われ

註33) 当別図幅(文獻19)においては、盤ノ沢層の当別向斜東翼のあらわれとしているが、本書における盤ノ沢層および一番川層の定義によって、この部分を一番川層に所属させる。

るものは、緑色の凝灰角礫岩からなる。発達は著しく貧弱である。

層厚は、一番川では約 160m(－)、須都都川附近で 200～250m、厚軽白内川では約 90m 程度である。

化石は一般にまれである。一番川においては、前述の鯨骨と思われる化石のほか、

Acila (s.s.) sp.

Portlandia cf. *kakimii* UOZUMI (MS)

Conchocele bisecta (CONRAD)

Macoma sp.

Turritella sp.

Neptunea sp.

植物化石の破片

などを産し、厚軽白内川・水道沢などの砂質部から、

Acila (s.s.) sp.

Nuculana sp.

Portlandia sp.

Patinopecten yessoensis (JAY)

Clinocardium spp. (*nuttarii* type を含む)

Pseudocardium ezodesnsata (KUBOTA)

Macoma sp.

Periploma cf. *besshoensis* (YOKOYAMA)

Natica sp.

などを産する。

II. 5. 6 三 番 川 層

本層は、一番川支流村田の沢から北方にかけて分布し、北隣西徳富図幅地域内の四番川地方にまで連続する。下位層は奔須部都層であり、同層との関係は不整合である。本層は、村田の沢と一番川との間で、その南方で須部都層上に整合する一番川層と連続する。したがって、一番川層との境界を画することはできないが、便宜上、本図幅地域において、須部都層上に整合するものを一番川層、奔須部都層上に不整合にのるものを三番川層と称する(第2図参照)。

岩質は村田の沢や炭碓の沢などでは、一番川層と同様、凝灰角礫岩・凝灰質砂岩・

含海緑石砂岩などからなるが、北方三番川附近ではしばしば礫岩や泥岩を含み、また下部の砂岩のなかに、炭礫や炭質物による縞を含み、またガラス質凝灰岩の薄層を挟む。これらの点では、一番川層よりもむしろ須部都層底部の岩質に類似する。北隣函幅地域内の四番川方面では、層厚が著しく増し、礫岩や泥岩・海緑石砂岩などの夾みによる本層の分帯も可能となるに至る¹⁶⁾¹⁷⁾。

層厚は炭砒の沢で約 70m、西野沢(二番川の北)では 90m、三番川では上限不明であるが 200m 以上を算する。

三番川層の層的位置は、須部都層と一番川層を合したものとみなされる(第 3 表参照)。

II. 5. 7 望 来 層

本層は、盤ノ沢層(厚田相)・一番川層(須部都相)および三番川層(三番川相)の上位に整合して、各地ともほぼ同様の岩質、層厚をもって発達する。

本層はいわゆる硬質頁岩層で、暗灰色や硬質の泥岩ないし泥質シルト岩が、特有の板状層理を示すのが普通である。所によってはほとんど無層理の所もある。とくに一番川から須部都川にかけては、層理に乏しい泥岩を主としていて、上位の上部層群最下部の金ノ沢層との区別が容易でない。須部都川を横断すると間もなく、もはや望来層の岩相(硬質頁岩)を示す部分はなくなってしまう。本層中にはしばしば泥灰質団塊(巨大なものを含む)や、凝灰質砂岩ないし凝灰岩の薄層を挟む。風化した露出面は、赤褐色(赤さび色)を呈するのが一般である。

層厚は、三番川地域の 150m、トップ沢附近の 400m の間で変化する。しかし、中部層群のなかでは、この程度の変化は少ない方である。

本層からは、おおよそ外海を指示する介化石を散点的に産する。判名した属種は次のようである。

望 来 層 産 出 化 石

Fossils from the Mōrai formation

Solemya (Acharax) tokunagai (YOKOYAMA)

Nucula sp.

Acila (Acila) vigilia SCHENCK

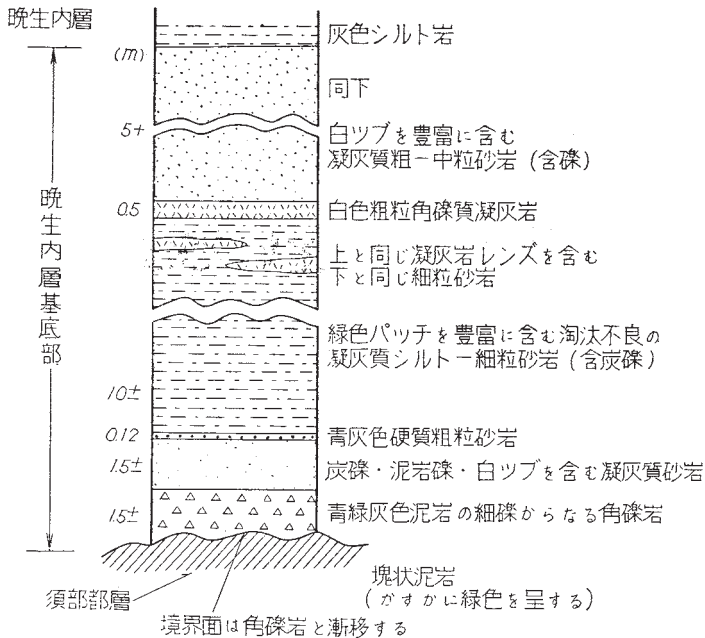
- A. (A.) sp.
Portlandia (Portlandella) cf. watasei KANEHARA
P. (P.) cf. *japonica* (ADAMS & REEVE)
P. (P.) *kakimii* UOZUMI (MS)
Yoldia (s.s.) sp.
Nuculana aff. robai KURODA
Malletia ? sp.
Neilonella ? sp.
Venericardia (Cyclocardia) n. sp.
Conchocele bisecta (CONRAD)
Lucinoma acutilineatum (CONRAD)
L. sp.
Serripes cf. notabilis SOWERBY
Serripes laperousii (DESHAYES)
S. sp.
Macoma tokyoensis MAKIYAMA
M. *praetexta* MARTENS n. var.
M. aff. *optiva* (YOKOYAMA)
M. sp.
Periploma besshoensis (YOKOYAMA)
Panope japonica A. ADAMS
Dentalium yokoyamai MAKIYAMA
D. sp.
Turritella saishuensis YOKOYAMA
T. sp.
Natica sp.
Beringius sp.
Neptunea sp.
Babylonia ? sp.
Fulgoraria cf. prevastriana magna (KURODA & HABE)

II. 5. 8 晩^{おそ}生^き内^{ない}層

晩生内層はその本体は望来層の周縁相をあらわす異相で、月形町北方から以東にあられる。中小屋川を境に、南西部と北東部ではいくぶん岩質が異なる。層位的関係

も、前者の地域では一番川層から整合に移化し、後者の地域では須部都層を不整合に覆っている。この地域では、本層基底は甚だ薄いけれどもその岩質が一番川層とよく類似しており、層位的な関係からいっても、基底は一番川層に相当するものとみなすことができる。前者の地域は、周縁相と中心相との中間的性格をもっているといえよう。

北東部の地域では、基底は、凝灰質シルト岩・凝灰岩・凝灰角礫岩などと、下位層の泥岩のみからなる角礫岩・雑色の円礫岩・緑色のパッチなどの雑然とした層相を示して、須部都層を覆う（その1例を第8図に示す）。両者の関係は露頭では判然としないが、地層分布状態を見ると、いくぶん傾斜不整合的關係にあると思われる（東



第8図 晩生内川地域における須部都層と晩生内層との境界附近

隣砂川図幅地域内では、本層は下位に須部都層を欠き、樺戸層上に直接不整合に乗っている)。基底部以外の本体は、主として灰色無層理のシルト岩からなるが、層相は上下にも側方へもきわめて不安定で、所によって泥質・砂質・礫質に変化する。砂質の部分では、当別層と見分けのつかない所もある。いわゆる白粒^{しろつぶ}を多く含有し、処々凝灰質である。また炭化した植物破片を到るところに含むのが、本層の一特徴である。層厚は約 350m で、南西方へ薄化する。

本層の基底部は、層位的な位置からいって、一番川層に相当するものである。岩質もよく似ている。一方一番川層自体も、厚軽臼内川以東では、本層の基底礫岩的存在にすぎなくなっている。

南西部の本層は、一番川層から整合漸移する。主として灰色、軟質、無層理の泥岩ないしシルト岩で、北東部のものに較べてやゝ細粒である。部分的には望来型の硬質泥岩部がある。白粒や緑色の斑点を含み、まれに礫質部があり、層厚は 100m に満たない。

本層からは海棲動物化石を散点的に産するが、保存が悪く種の鑑定にたえない。北東部から、*Acila*, *Portlandia*, *Clinocardium*, *Turritella*, *Natica* など、南西部から *Portlandia*, *Lucinoma*, *Clinocardium*, *Macoma* などを鑑別できたにすぎない。

II. 5. 9 左 股 層

本層は、厚田図幅地域²¹⁾において北厚田層群と称した、火山岩を主体とする地層群のうちの最下部を占める地層、すなわち発足層の異相である。本地域では、北西端に辛うじて現われるにすぎない。両輝石安山岩と角閃石安山岩の熔岩に分けられる。

両輝石安山岩は、斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・磁鉄鉱(量の順)の斑晶をもつ。石基はハイアロピリチック組織を示し、ガラスの量が多い。

角閃石安山岩は、肉眼的にも大きな角閃石の斑晶が明らかに認められる。斑晶は斜長石・角閃石・普通輝石・磁鉄鉱(量の順)からなり、石基は微珪長質で大部分微細な石英からなり、ガラスはほとんどない。

II. 6 新第三系上部層群

新第三系上部層群を構成する基本的な成員は、本地域では当別層と厚軽白内層との2つである。当別層の下部には、地域的に望来層と漸移的な岩相を示すいわゆる中間層が発達し、この部分を金ノ沢層として独立させた。金ノ沢層は、特定の層準(ないし時代)をあらわすものではない。

本層群においては、中部層群にみられるような、中心相のなかでの地域性はもはや認められない。しかし、中心相と周縁相との対立は、岩相的には認められないにしても、周縁相地域における地層の薄化と、本層群基底に不整合の存在することによって、明瞭にあらわされている(第2図および第3表参照)。

本層群は、北東隣滝川図幅地域⁷⁾の深川層群中・下部に確実に対比され、留萌図幅地域¹⁸⁾では留萌層にほぼ相当する。北海道中央部のいわゆる標準層序では、滝川層中・下部にあたる^{註34)}。時代的には、鮮新世の初期～中期(H₁～H₂)とされる。

II. 6. 1 金ノ沢層

金ノ沢層は望来層と当別層とのいわゆる「中間層」^{註35)}で、主として当別向斜東翼部に発達する当別層下部の異相である。同向斜西翼でも、当別層と望来層との間に同様の漸移帯が認められるが、厚さは薄いので当別層に含めたところが多い。月形町以東(周縁相)には分布しない。

岩相は一定しないが、概して灰色、無層理のシルト質砂岩～シルト岩～シルト質泥岩からなる。一般に、岩質は望来層に類似し、露頭面は当別層に類似する傾向を有する。一番川本流にみられるように、望来型の“硬質頁岩”と、当別型の無層理砂岩との互層を示す部分もある。

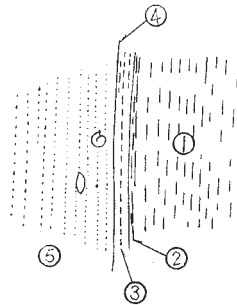
本層の化石は当別層本層の動物群よりは、むしろ望来層のそれにやゝ近い(当別層産出化石表(44～45頁)参照)。

註34) 従来追分相当層といわれてきた留萌層は、滝川層中・下部とほぼ確実に対比される。なお詳細は滝川図幅⁷⁾および妹背牛図幅²⁰⁾参照。

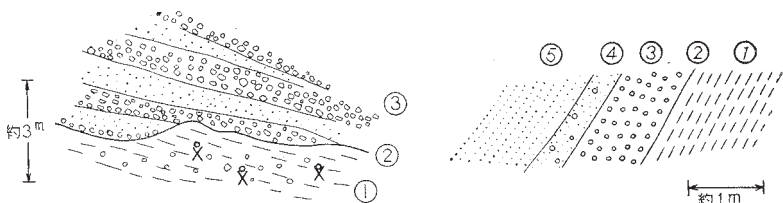
註35) 吾妻稜(石油資源株式会社社内資料、1951および1952)による。なお、小林儀一郎²⁴⁾の灰色頁岩層がほぼこれに相当する。

II. 6. 2 当 別 層

本層は、当別川を挟んで当別向斜の中心をなして広くあらわれるもの（中心相地域）と、須部都川以東に帯状をなして分布するもの（周縁相地域）とに分れる。前者は、下位望来層から中間的岩相（金ノ沢層）をへだてて漸移するのに反し、後者は、下位



- ① 晩生内層：灰色泥岩，やゝ軟質，上部 15cm 間に白粒を含む
 - ② 同 上？：0.3～1cm，粘土
 - ③ 同 上？：1cm，白粒を豊富に含む泥岩
 - ④ 境界面：直線的断面をもつ
 - ⑤ 当別層：塊状，青灰色，微細粒砂岩，基底附近に介化石をもつ
- 第 9 図 当別層と晩生内層との境界（その 1 厚軽白内川）



A 札比内川，ダムの左岸の崖

- ① 晩生内層：塊状灰色含礫シルト～泥岩
礫の径 0.5cm 内外 “白粒”
を多く含む 化石 clino
cardium 他，多数
- ② 境界面：凹凸面を有する
- ③ 当別層基底部：礫岩粗粒砂岩含礫シルト
岩互層（礫岩を主とする）
厚さ 5m 以上礫の径最大
40cm に達する 安山
岩礫を含む クロスラミ
ナあり

B ホリタツナイ沢支流

- ① 晩生内層：灰色泥質シルト岩 植物化石
片を含む
- ② 境界面：明瞭で平面的 かすかに粘土を
有する
- ③ 当別層基底部：礫岩 礫は最大径 8cm
の円礫
- ④ 同 上：含礫細粒砂岩
- ⑤ 当別層：青灰色微細粒砂岩 黒雲母およ
び緑色のパッチを含む

第 10 図 当別層と晩生内層との境界（その 2）

層晩生内層と明瞭な境界面をもって境される。境界面を観察すると、月形地方ではその関係をにわかに断定しがたい(第9図)が、札比内川以東では不整合のように思われる(第10図)。

本層は主として灰色～帯青灰色(風化すれば帯黄灰色～帯褐灰色)、無層理の細粒砂岩ないしシルト質砂岩からなる^{註36)}。層理面の検出はほとんど不可能である。上部に黒雲母片を多く含み、また白色凝灰岩(角礫質)の薄層や浮石をまれに含む。風化した露出面には、しばしば本層に特有の生痕様の模様^{註37)}がみられる。中小屋川以東の本層の基底部には礫岩が存在する。これは札比内川では5m以上あるが、側方へ忽ち薄化して、一般には1m内外である(第10図参照)。この礫岩中には安山岩の比較的大きな円礫を含むのが特徴である。

層厚は、当別川附近では、下半部が露出するのみで、しかも400m以上あるが、須部都川から東方では急激に厚さを減じ、厚軽白内川ではせいぜい100m、札比内川以東では150m内外となる。

本層中からは、以下のような、やゝ浅海を指示する化石を散点的に産する。このうち、ウニ類は本層に特有のものである。介化石は、深度の点で差はあるが、中部層群の上部(盤ノ沢層から望来層にかけて)と本質的に変わりはない。

当別層産出化石(金ノ沢層のものを含む)

Fossils from the Tōbetsu formation

- K^{註)} *Solemya (Acharax) tokunagai* (YOKOYAMA)
 K ? *S. (A.) yessoensis* KANEHARA
 TK *Acila (Acila) vigilia* SCHRENCK (= *A. divaricata* (HINDS) ?)
 T *A. (A.)* sp.
 K *Yoldia* (s.s.) aff. *naganumana* YOKOYAMA
 K *Y. (s.s.)* aff. *amygdalea* (VALENCIENNES)
 K ? *Y. (s.s.) kakimii* UOZUMI (MS)
 K *Salepta* sp.
 K *Venericardia (Cyclocardia)* n. sp.
 TK *Conchocele bisecta* (CONRAD)

註36) 本層の細粒部と晩生内層の粗粒部とはともにシルト質砂岩で、外観はまったく等しく、境界部に礫がなければ区別ができない所すらある。識別の手がかりは、本層の新鮮な濡れた面が青味を帯びていること、風化面に生痕様模様を有することがある、晩生内層は青灰色にならない、植物破片が多い、などである。

註37) 石狩図福²⁵⁾参照。

- TK *Lucinoma acutilineatum* (CONRAD)
 T *Nemocardium* n. sp. ?
 T *Clinocardium* cf. *ciliatum* (FABRICIUS)
 T *C.* sp.
 TK *Serripes* cf. *notabilis* SOWERBY
 T *S.* *laperousii* (DESHAYES)
 T *Dosinia* sp.
 T *Macoma* aff. *tokyoensis* MAKIYAMA
 TK *M.* *praetexta* MARTENS n. var.
 T *M.* cf. *optiva* (YOKOYAMA)
 T *M.* sp.
 TK *Periploma besshoensis* (YOKOYAMA)
 T *Panope japonica* A. ADAMS
 T *Dentalium yokoyamai* MAKIYAMA
 T *D.* sp.
 K *Turritella* sp.
 K *Epitonium* cf. *conjuncta* (YOKOYAMA)
 K *E.* sp.
 TK *Natica* “*janthostoma*” DESHAYES
 T *N.* sp.
 T *Plicifusus* sp.
 K *Neptunea* aff. *intersculpta* (SOWERBY)
 TK Cf. *Archaeopneustes* sp.
 T Cf. *Linthia nipponica* YOSHIWARA

- 註) T : 当別層本層のみから産出するもの
 K : 当別層基底部あるいは金ノ沢層から産出するもの
 TK : 上述の両者から産出するもの

II. 6. 3 厚^{あつ}軽^{かる}白^し内^{ない}層

本層は、月形町水道沢以東にのみ分布する。下位の当別層との関係は整合漸移である。本層は甚だしく凝灰質で、浮石質凝灰岩・凝灰角礫岩・凝灰質砂岩などの互層からなる。淘汰が良好で偽層の発達が著しい。凝灰岩は流紋岩質のもので、一般に灰白色～帯黄白色を呈し、石英粒に富む。粒度は、礫質のものから微細粒のものにまで及

び、流紋岩質浮石の垂角礫ないし円礫を含む。細粒均質のものは「磨き砂」として利用することができる。砂岩は一般に帯褐粗鬆で、礫質～細粒である。また、しばしば流紋岩・同質浮石・安山岩(少ない)および堆積岩の礫(先第三系のもの)を含む。上部には、同様の礫からなる半凝固の礫岩が卓越する。

層厚は300m以上(上限不明)である。本層は本地域における新第三系最上部層であるにもかかわらず、急傾斜を示し、ほとんど直立している所も少なくない。

本層からは化石を産しないが、岩質と層位的な位置(ともに当別層上位に整合し、礫質の岩相を示し、流紋岩礫を多く含む)から、南西方石狩圏幅地域²⁵⁾の材木沢層に相当するものと思われる。また北方へは、砂川圏幅地域を経て滝川圏幅地域の一の沢層⁷⁾と直接連続する。

II. 7 第四系

第四系のうち、山地周縁部の台地を構成する浦白層、当別川および厚田川沿岸の段丘堆積層が洪積世に属し、札比内川下流の扇状地堆積物と、各河川の氾濫原堆積物とが沖積世に属する。

II. 7. 1 浦白層

樺戸山地と石狩低地帯との境には、高さ20～80mの、なだらかな傾斜面をもち、やや開析された段丘が広く発達する。この段丘面は、厚さ10～40m以上の砂礫および粘土層で構成されている。これは、浦白地方で浦白層¹²⁾、さらに北方新十津川地方で日進層²⁶⁾と称せられているものと連続する。南方への延長は、当別圏幅地域の中小屋附近に及ぶ。

堆積物の内容は場所により異なるが、一般に礫層とシルトないし粘土層との互層である。礫層は主として淘汰のよくない垂角礫から構成される。いわゆる硬質頁岩の礫を含む点で、第三系礫岩と根本的に異なっている。シルトないし粘土層のなかには、腐植質粘土・泥炭土・巨大な埋れ木などを含むことがある。まれに凝灰質である。

浦白層の相当相は、滝川圏幅地域⁷⁾においても当別圏幅地域¹⁹⁾においても、石狩地方の海成洪積層獅子内層²⁵⁾に対比されているが、証拠に乏しい。少なくともこの段丘

面の形成時期は新洪積世にはいつてからのもので、獅子内層の時代(旧洪積世)とは、異なるようである。浦臼層自体の堆積した時代を決める手がかりは、いまのところ見あたらない^{註38)}。

II. 7. 2 河岸段丘堆積層

当別川および厚田川の沿岸には、数段の段丘が認められるが、それらはおよそ3段にまとめられる。

高位河岸段丘は、三番川流域でもっとも広く、200～250mの高さを示し、二番川では140～180m、青山中央では120～140mの高さを示す。その他の地域でも、処々これに対応する面のなごりがある。現在著しく開析されているが、これらを復元すれば、高位段丘はかなり広範囲を占めるであろう。

中位河岸段丘は、おおよそ当別川の本流と、三番川・二番川沿岸に分布する。中程度の開析をうけ、二番川地域では、中位段丘のなかに2段の平坦面が認められる。

低位河岸段丘は、当別川本流と一番川下流に狭長な分布を示す。北ほど発達がよく、青山中央以南では発達が貧弱となる。平坦面はほとんど完全に保存されている。

これらの段丘の堆積物はいずれも、下部は礫層、上部は粘土を混えた砂礫層となるのが一般である。二番川附近の中位段丘の堆積物中には、泥炭が含まれている。

これらの段丘面は、標高に関してのみならず、当別川の現河床面との比高においても、北方(上流)ほど高くなっている。このことは、第四紀にはいつてからの本地域の地盤の運動を考えるうえで参考になるであろう。

II. 7. 3 沖積層

各河川の沿岸に狭長な分布を示す。このうち、当別川上流の三番川河口対岸附近、二番川下流、須部都川沿岸などの沖積層は、扇状地性の堆積物からなる。図幅地域南東隅に、石狩川の氾濫原が僅かに顔を出し、そこには泥炭が賦存している。

II. 7. 4 扇状地堆積層

札比内川および中小屋川の下流に発達する。この地域では、隈根尻層群の異常に張

註38) 各地の浦臼層をみると、少なくとも2つ以上の堆積のサイクルがみられ、その間は多少とも削剥された形跡があるので、このうちの下位の層が獅子内層に相当する可能性がまったくないとはいえない。

り出した山地が、第三系の丘陵地を欠いて、段丘地の直後に迫っている。両河川の氾濫原は、段丘地へ出ると急に拡がって浦臼層を覆い、段丘面を切る小沢を埋め尽して、石狩平野に堆積物を押し出している^{註39)}。両河川はこの氾濫原をほとんど削らずに流下する。

II. 8 地質構造

先第三系隈根尻層群の主要な方向は、地勢根尻山地域では、ほぼ北東—南西方向、別狩嶽地域では逆に北西—南東方向である。傾斜は、地勢根尻山地域では、ほとんど大部分が北西へ急傾斜して、みかけ上単傾斜構造をとっている。しかし、堆積サイクルの明らかな浦白山層の一部では、かなり大規模な地層の逆転が観察され、また、惣富地川層のみかけ上厚層を呈する粘板岩にも、逆転した所があるので、全体として、この地域の隈根尻層群は、北西に傾く等斜褶曲構造をもっていることが想像される。そして、その最上部は、神居尻山を中心として、盆状の向斜構造を形成している。別狩嶽地域も、みかけ上の傾斜は南西落ちのものが多いが、小さな地層のうねりが著しく、かつ、変成作用をかなり蒙っており、上下関係を明らかにすることはできなかった。隈根尻層群は、これを個々の地点で観察すると、第1図に示すように、著しい褶曲や断裂を行っており、また、第三系と接する附近では、地層のブロック化によって、方向性を乱されているが、その本体を大局的にみると、かなり単純な構造を示しており、第三紀以前に、完全に安定した地塊として存在していたものと思われる。

古第三系樺戸層は、先第三系の周縁に分布しているが、その構造は、下位の先第三系とも、上位の新第三系とも完全に不調和である^{註40)}。一番川中流に見られるように、先第三系のなかにくさび形に分布している古第三系が、これとほぼ直交する走向を示す、新第三系の奔須部都層に覆われている所をみると、古第三系の運動も、少なくとも先第三系地塊の周辺においては、相当激烈であったことが想像される。

註39) 札幌以内東の樺戸山地側の各河川は、砂川図幅の北部に至るまで、多少とも扇状地性の堆積物からなるが、この地域のものが、もっとも大規模である。これら各河川流域は、河川勾配が急で削割量が多いため、各地に「砂防ダム」が設けられ、また計画されている。

註40) 樺戸層は、石狩炭田地域の古第三系石狩層群と種々の点で異なっているが、そのもっとも基本的なものの1つはこの構造上の問題である。すなわち石狩層群が下位層とも上位層とも調和的な構造を示すに反し、樺戸層はこれと対照的である。この問題の統一的な解釈は、おそらく日高造山運動に対する両者の役割を検討することによってなされるであろう。

新第三系は、すでに述べたように、中・上部層群については東部型(周縁相)と西部型(中心相)、さらに西部型のなかでの差異を見せながら、大局的には、南北性の大きな緩褶曲構造を示している。とくに西部型の堆積区では、構造が緩やかで、そのもっとも典型的なあらわれは、南北20数km^{註41)}に及ぶ**発足(俊別)背斜**と、同じく30数km^{註42)}に及ぶ**当別向斜**である。

以上のように、先第三系と新第三系とは、おのおのその本体については、比較的単純な構造をもって安定しているが、この両者の接する地帯は、きわめて複雑で不安定な地質構造をもっている。本地域でみられる断層のほとんどすべてが、この地帯に集中しており、地層はブロック化して、切れ切れに分布し、復元困難な所も少なくない。須部都川中流で、新第三系中に孤立して露出する隈根尻層群からなる**須部都地壘**^{註43)}、中小屋川から札比内川を横切り、晩生内川に至る**札比内地壘**^{註44)}などはその代表的な例である。また、中小屋川沿いに大きく南に張り出した隈根尻層群、須部都川から赤川上流にかけて、須部都層中に孤立している奔須部都層、須部都川沿いに南西に張り出した須部都層などの分布も、一種の地壘とみなすことができよう。断層の多くは^{註45)}、急傾斜のものであるが、そのうち別狩嶽地域の隈根尻層群と、新第三系との間の断層(別狩嶽衝上)^{註46)}は、この地域最大の衝上断層であり、観察されたもっとも緩傾斜の面は約30°であった。

これらの特別に複雑な断裂地帯は、先第三系と新第三系との、造構運動の受け方の不調和性によって生じたものと考えられる^{註47)}。

なお、これらの断裂地帯とは無関係なものに、**当別断層**がある。これは、二番川河口附近から、ほぼ当別川沿いに、ほとんどN-Sの方向性をもって当図幅地域を横切り、南隣当別図幅地域の^{もと}本中小屋附近で石狩平野に没するが、なお石狩平野下に南方延長が推定される大断層である。断層面は観察されたかぎりでは80~90°の急傾斜

註41, 42) これらは、いずれも、地表に露出している距離であって、最近の物理探査の資料によれば、石狩平野の下に、さらに相当南方まで、その軸部の延長がたしかめられており、まれにみる大褶曲軸といえることができる。なお当別向斜の北方延長部は北隣西徳富図幅で大きな盆状地構造としてあらわれている。

註43) 橋本互(文献6)の命名による。

註44) 新称

註45) これらの断層をはっきり分類することはできないが、概して、先第三系の地塊に対して共心円的なものと、放射的なものとに2大別されるように思われる。

註46) 新称

註47) すなわち、新第三系堆積中およびその後の地殻に働く力に対して、新第三系は主として可塑的反応を示すが、先第三系は全体が巨大な剛体として反応する。このため両者の接触部に剪断力の集中がおこった結果と考えられる。

をもつ、東落ちの正断層である。北限はおそらく別狩嶽衝上に切られる。なお数本のこれに平行する小断層を伴っている。

Ⅲ. 応用地質

この地域では、古第三系樺戸層中に賦存する石炭が、現在ほとんど唯一の経済的価値を有する地下資源である。このうちでは、月形炭砒のみが現在も稼行されている。それ以外の地域では、現在放棄されているか、休山している。

図幅地域南西部の新第三系の分布地域は、石狩油田の一部を構成しており、石油の埋蔵が期待されているが、経済的価値については疑問である。

この図幅地域内では、砂金沢あるいは砂金川という名称が多く^{註48)}、処々で明治年間から大正の初期にかけて、砂金の採掘が行われたものであるが、現在はまったくかえりみられていない。これらはいずれも先第三系隈根尻層群の分布地域内にあって、隈根尻層群中の火成岩脈や、輝緑凝灰岩に由来するものであるらしい。

Ⅲ. 1 石 炭

Ⅲ. 1. 1 月形炭砒

本炭砒は月形町字中野道有林地内にある。月形駅から須部都川沿いに約 20km で鉱業所に至る。鉱業所から月形一札比内間の鉄道の間まで、距離 6km あまりの間を索道で連絡し出炭を行っている。

本炭砒の発見は、明治年間にさかのぼるが開発は戦後である。昭和 20 年石狩鉱業、23 年寿炭砒、26 年東華鉱業にそれぞれ経営が移り、28 年から日満鉱業の所有となり、29 年月形鉱業株式会社が租鉱権を設定し採掘を行っている。

樺戸層は、ほぼ N30° E の向斜を中心として、急傾斜の舟底構造を示す。向斜軸中心から外側に向かって (上位から)、1 番層から 9 番層の 9 炭層がある。1, 2 番層は

註 48) 厚田川上流の上砂金沢および下砂金沢、当別川流域三番川向いの砂金川、地勢根尻山から北東へ流れるソッチ川左股の砂金川などである。

上部砂岩層, 3～9番層は夾炭層層準のものである。各炭層は炭ノ沢逆断層により3区域に分断され, 各ブロックはさらに北東から南西に走る数本の小断層で切られ, 複雑な構造を示している。向斜の西翼は傾斜急(70～90°)～逆傾斜で, 東翼は概して緩かである。各炭層の発達状況を第4表に示す。

第4表

炭層名	1番層	2番層	3番層	4番層	5番層	6番層	7番層	8番層	9番層
山丈 m	0.38	1.23	1.58	1.78	0.72	2.00	1.00	2.32	2.55
炭丈 m	0.35	1.10	1.21	1.18	0.61	1.57	1.00	2.25	2.40
下位炭層との層間距離 m	20～30	80～110	30～50	20～90	20～50	2～5	0.1～8	11～45	—

現在の採掘は, 8番層と9番層を対象として行われている。平均カロリー6,050内外で, 32年現在の, 月産4,000～4,500t, 洗粉(6,000 Cal)が大部分で中塊(6,500 Cal)は10～15%程度である。現在山元の職員約40名, 鉱員約200名である。

Ⅲ. 1. 2 その他の地区

二番川地区: この地域は, 戦時中僅かに採掘されたことがあったが, 炭質が悪いので間もなく休業し, 現在放棄されたまゝである。この地域については, 本所島田・矢崎両技官の報告¹¹⁾がある。以下同報文により簡単に紹介すると, この地域では炭層露頭が10近くあるが, その間の層序が確立されていないので, 各露頭間の関係は未詳であるが, 夾炭層中に山丈0.45～3mの炭層が6枚以上あるものと推定される。以下, 各露頭の産状を列挙すれば, 第5表のとおりである。

この地区の石炭は発熱量約3,000～3,400 Cal, 純炭カロリー6,300～6,800 Calで, 灰分と水分が多く, 経済的価値は少ない。

札比内川地区: 札比内地帯のなかに小区域をなして分布する樺戸層夾炭層中に, 筆者らの調査では, 2枚の粗悪な炭層が認められ, このほかにも炭層が賦存しているようである。前述の炭層のうち1枚は山丈1.2m, 他の1枚は山丈1.5～1.6mで, いずれも石炭と炭質頁岩との互層からなり, 経済的価値はほとんどない。

晩生内地区: この地域は本図幅地域から砂川図幅地域にわたる。本図幅地域では晩生内川支流で, 3角形の断層に挟まれた樺戸層の分布地域に石炭があり, 数年前まで

第5表 二番川地区の炭層露頭

(島田・矢崎¹¹⁾による)

露頭位置	山丈 m	炭丈 m	夾み	備考
大久保の沢	2.15~3	0.9~1.2	粘土 20 cm 内外のレンズ	
桂沢から180 m 下流の二番川左岸の小沢	1.6~2.4	1.0~1.5	2~15 cm の粘土 5 枚	滝の沢中流の大露頭と同じ
滝の沢上流	1.4	1.2		
〃		0.8		
大久保の沢	1.1	0.8		上のものと同じ?
大久保の沢—滝の沢上流		0.6		滝の沢 0.8 m のものの 5 m 下位
滝の沢上流		0.4		

ほぼぼそと稼行されていた。坑内の炭層については不明であるが、露頭の最大のものは1~1.5mの山丈を有し、炭丈もほぼそれに近い。その他のものは炭質頁岩と互層しており、価値のないものであろう。

Ⅲ. 2 石 油

本図幅地域南西部の新第三系中・上部層群の地域は、石狩油田の一部を構成しており²⁴⁾、発足背斜軸部の、発足・厚田・盤ノ沢・望来の各層中に2, 3の油徴が認められる。とくに札子ノ沢における盤ノ沢層と望来層とは石油の滲出、油気などが認められる。明治37年と昭和2年の2回、試掘ボーリングが行われたが²⁴⁾²⁷⁾いずれも失敗した。この地域は発足背斜軸部にあたっているが、石狩図幅地域の採油地における、油礫岩である盤ノ沢層、おなじく“帽岩”(および油礫岩の一部)である望来層がこの地域では削剝されて、発足・厚田の両層が直接露出しているため、多量の産油は期待できそうもない。

文 献

- 1) 長尾 巧：札幌苫小牧低地帯 (石狩低地帯), 矢部教授還暦記念論文集, Vol. 2, 1939
- 2) 鈴木 醇：北海道産岩石雑記, 西南北海道産圧砕變成岩 (Mylonite), 北海道地質要報, No. 26, 1954
- 3) 高橋英太郎：石狩国樺戸山地西南部の地質 (手記), 北大修論, No. 39, 1936
- 4) 三浦博雅：石狩国樺戸山地西部の地質 (手記), 北大修論, No. 39, 1936
- 5) 三本杉巳代治：石狩国樺戸山地南部の地質 (手記), 北大修論, No. 39, 1936
- 6) 橋本 互：樺戸山地周縁部の地質一(Ⅱ), 石狩国樺戸郡月形村月形炭砒附近の第三系層序について, 北海道地質要報, No. 14, 1950
- 7) 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
- 8) 飯島東・棚井敏雅：石狩層群の重鉱物組成について (その1), 一とくに樺戸・大和田夾炭層の地質時代について一, 地質学雑誌, Vol. 61, No. 718, 1955
- 9) 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1報一, 地質調査所月報, Vol. 7, No. 1, 1956
- 10) Iijima, A.: Preliminary Note on the Heavy-mineral Association of the Ishikari Series (Eocene-Oligocene) in the Ishikari, Kabato and Rumoi Coal Fields in Hokkaidō, Japan, 地質学雑誌, Vol. 63, No. 737, 1957
- 11) 島田忠夫・矢崎清貫：樺戸炭田青山奥二番川地区地質調査報告 (未発表)
- 12) 小山内 熙：石狩国樺戸山地東部周縁の地質 (手記), 北大卒論, No. 293, 1951
- 13) 須貝貫二・矢崎清貫：樺戸炭田浦臼地区新生・九龍炭砒地質調査報告, 地質調査所 (未発表)
- 14) 春城清之助・根本隆文・佐川昭：樺戸炭田浦臼地区樺戸炭砒浦臼炭砒附近地質調査報告 (未発表)
- 15) 舟橋三男：雨籠空知地方の玄武岩, 新生代の研究, No. 5, 1950
- 16) 高橋 進：石狩国新十津川村青山越附近の地質, 北大卒論, No. 353, 1953
- 17) 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)
- 18) 対馬坤六・山口昇一：5万分の1地質図幅「留崩」, および同説明書, 地質調査所, 1954

- 19) 垣見俊弘・植村武：5万分の1地質図幅「当別」，および同説明書，地質調査所，1957
- 20) 小林勇・垣見俊弘・秦光男・山口昇一：5万分の1地質図幅「妹背牛」，および同説明書，地質調査所（未刊）
- 21) 対馬坤六・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
- 22) 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
- 23) 大村一蔵：北海道油田の地質及び鉱床，地球，Vol. 9, No. 6, 1928
- 24) 小林儀一郎：石狩国石狩油田調査報文，鉱物調査報告，No. 9, 1912
- 25) 垣見俊弘：5万分の1地質図幅「石狩」，および同説明書，地質調査所，1958
- 26) 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
- 27) 北海道鉱業振興委員会（編）：北海道石油鉱業の現況と将来，1955

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

Scale 1 : 50, 000

TSUKIGATA

Sapporo, No. 4

By

TOSHIHIRO KAKIMI & TAKESHI UEMURA,

(Written in 1957)

(Abstract)

GEOLOGY

The so-called "Kabato mountainland" is situated between the central Hokkaidō (non-green tuff area) and southwestern Hokkaidō (green tuff area), and is a characteristic geological unit. The area mapped covers the southern central part of the Kabato mountainland, and is one of the type area of sedimentary rocks occurring in the mountainland.

A summary of the stratigraphic sequence is given in Table 1.

1. Kumaneshiri group

The group is the basement of the Kabato mountainland. It is ex-

Table 1.

Age		Stratigraphic sequence		Remarks		
Quaternary	Recent	Alluvium	Fan deposits Alluvial deposits	↑ Intermittent uplift		
	Pleistocene		River terrace deposits			
Neogene	Pliocene	Upper group	Urausu formation	↕ Continuous deposition (western) ↔ Oscillatory deposition (eastern)		
			Atsukarushinai formation			
	Late Miocene	Middle group	Kanenosawa f.		Tobetsu formation	
			Mōrai formation			
			Bannosawa f.			Osokinai formation
			Hidari-mata f.			Ichibangawa f.
			Atsuta f.			Subetsu formation
			Hattari f.			
	Mid. Miocene	Lower group	Ponsubetsu formation		Ponsubetsu formation	
			Raunenai formation			
Paleogene	Eocene-Oligocene	Kabato formation	Basalt	Basaltic activity Uplift, denudation		
			Upper sandstone Coal measure Lower sandstone Conglomerate	Uplift, denudation		
Pre-Tertiary	Kumaneshiri group	Betsukaridake formation	Kamuishiriyama formation Sotchigawa formation Kumaneshiriyama formation Kyōyūchizawa formation Urausuyama formation	↑ Basic igneous activities		
			Sappinaigawa formation Nakagoyagawa formation			
		West ← → East				

posed in two districts, the eastern (Chiseneshiri-yama) and western (Betsukari-dake) mountain blocks, separated from each other.

Though it has been called Kabato Paleozoic formation, the group is non-fossiliferous, and so unknown in age.

In the eastern mountain block, the group is composed of 7 formations apparently in ascending order as follows:

Nakagoyagawa formation (black clayslate with sandstone, tuffaceous sandstone and a small amount of green schalstein; more than 1,000 m in thickness), **Sappinaigawa formation** (schalstein with clayslate and sandstone), **Urausuyama formation** (thinly bedded alternation of schalstein, sandstone and clayslate, accompanied with massive schalstein, thin layered clayslate, sandstone, calcareous slate and diabasic or porphyritic agglomerate, lava, dyke and sheet; 2,000 m in thickness), **Kyōyūchizawa formation** (black clayslate partly alternated with sandstone and siliceous tuff; 800 m in thickness), **Kumaneshiri-yama formation** (schalstein, agglomerate, siliceous rocks, diabase sheet, rarely with sandstone and clayslate; 600~800m in thickness), **Sotchigawa formation** (black clayslate rarely with sandstone and tuff; apparently more than 5,000 m in thickness), **Kamuishiriyama formation** (conglomerate, alternation of sandstone and clayslate, porphyritic agglomerate, lava and sheet).

At the western mountain block, the group is represented by the **Betsukaridake formation** which is composed mostly of clayslate and sandstone accompanied with schalstein, many dykes of diabase and hornblende porphyrite.

2. Kabato formation

The formation is brokenly distributed surrounding the southern half of the eastern mountain block. It may be from later Eocene to early Oligocene in age, according to the plant fossils contained. The formation consists of conformably underlying 4 members in ascending order as follows:

The **Conglomerate** overlies the Kumaneshiri group with remarkable clino-unconformity. It consists mostly of well-rounded and ill-sorted granule~boulder conglomerate whose gravels are composed of various rocks, among which, the most conspicuous is special rhyolite. The member is, in some places, intercalated with sandstone, thin layered mudstone and coal. The total thickness is about 150~350 m.

The **Lower sandstone** is composed of two parts, that is, the lower half consisting mostly of fine-grained sandstone, and the upper half of alternation of conglomerate and sandstone.

The **Coal measure** is composed mostly of the alternation of conglomerate and coarse- to medium-grained arkosic sandstone, intercalated with dark-colored mudstone and coal seams. Thickness of the member is about 200~290 m. Plant fossils are abundantly contained in the member, which are already reported by T. Tanai (see p. 16 in the Japanese Text).

The **Upper sandstone** consists of the alternation of conglomerate, sandstone and mudstone, sporadically with coaly shale and coal.

3. Neogene group

Lower group

The group occupies the lowermost of Neogene Tertiary of the area, and is correlated probably to Yūdoro formation in the Rumoi district.

In the Ichiban-gawa and Niban-gawa areas, **hypersthene basalt** intrudes everywhere the Kabato formation as dyke or sheet, or overlies the formation as lava, and is underlain with the Ponsubetsu formation unconformably.

The **Ponsubetsu formation** consists of basal conglomerate and mudstone. The former overlies the Kumaneshiri group and Kabato formation with clino-unconformity, and the basalt flow with parallel unconformity. The thickness is 30~250 m. In the Aoyama-Hattari

areas, andesitic lava and agglomerate are contained in the conglomerate. The mudstone is generally black or dark gray, massive and soft. The thickness is apparently more than 2,000m. The formation contains many fossils, the fauna of which is mainly equivalent to "Kadonosawa fauna" ("Takinoue fauna" in Hokkaidō), and the flora to "Daijima flora" both indicating middle Miocene (F₂-F₃, in Japan), and warm climate generally. Their contents are shown in the Japanese Text (p. 20~21).

The **Raunenai formation** is distributed at the eastern margin of the western mountain block. The formation is in contact with the Kumaneshiri group with a remarkable thrust, and probably overlies the basalt. The basal conglomerate is accompanied with andesitic agglomerate in some places. The main part of the formation is well laminated and shows an alternation of gray to dark gray mudstone and light gray sandstone (rarely conglomerate) with ripple marks, plant fossils (as *Carpinus*, *Zelkova*, etc.) rarely thin coaly material, but with nothing of fauna. It is inferred therefore, that the formation is of non-marine, probably lacustrine deposits which were composed under a calm environment. The formation is correlated to the Ponsubetsu formation due to the resemblance of its lithic facies and stratigraphic position.

Middle group

The group is subdivided into 8 formations as shown in Table 1. Regarding this group, a special mention must be made of the fact that there are two sedimentary facies, the western type (central facies) and the eastern one (marginal facies). Besides, in the central facies, three local facies namely, Atsuta, Sambangawa and Subetsu facies are distinguished. The mutual relations of these facies are shown in Table 3 and Fig. 2 in Japanese Text. This regionality of sedimentary facies in the group may be the direct reflection of paleogeography at the time of deposition of the group (about later Miocene; F₃-G). In the uppermost formation

of the group and succeeding Neogene upper group, however, such regionality is not lithologically recognized. So, it is suggested that the sedimentary basin would be transformed from differential stage to uniform stage. And it has been clarified that these two characteristics of the Neogene group (central and marginal facies, differential stage to uniform stage) are recognized more or less universally all over the Kabato mountainland.

The **Hattari formation** is divided into the basal and main parts. The basal part is dark green-colored tuff-breccia, partly agglomeratic 30~40 m in thickness, and contains molluscan remains. The relation between this formation and the Ponsubetsu formation is not easily concluded, but probably partial disconformity. The main part consists of an alternation of sandstone and conglomerate at Hattari, the type locality, and as going northwards, it becomes rich in sandy facies which are hard, green-colored and tuffaceous. The main part rapidly thins out eastwards, while, the basal tuff-breccia continues further northeastwards, extending to the bank of the river Tōbetsu, and overlies directly the basement Kumaneshiri group. This fact probably shows the overlapping transgression of the Neogene middle group. Ill-preserved molluscan fossils are collected from the formation, and identified as shown in the Japanese Text (see p. 28,29).

The **Atsuta formation** is transitionally changed from the Hattari formation upwards. It consists of generally gray- to dark gray-colored monotonous mudstone, but in some places, it becomes the so-called "hard shale" (showing platy stratification). The thickness is greater than 700 m at the lower reach of the river Atsuta, but the formation thins out in the east, near of the Toppu-zawa. Fossils are yielded from the formation sporadically (see p. 30 in the Japanese Text).

The **Bannosawa formation** covers the Atsuta formation conformably. It consists of glauconitic fine- to very fine-grained sandstone

with sometimes muddy part at the type locality, Banns-sawa, and becomes pyroclastic northwards. Fossils are contained sporadically (see p. 31 in the Japanese Text).

The **Subetsu formation** is composed of the basal and main parts. The basal part covers directly the basement Kumaneshiri group, and overlies the Ponsubetsu formation disconformably or in some places, rather conformably (at the river Ichiban). It consists of breccia, tuffaceous sandstone, mudstone and tuff, all of which are not well continuous laterally. The mudstone contains foraminiferal fossils such as *Martinotiella communis* (D'ORBIGNY), *Bulimina pupoides* D'ORBIGNY, *Trochammina* sp. and *Globigerina* sp.

The main part of the formation is mudstone interbedded by characteristic tuff. The mudstone is dark gray-colored rock with platy stratification, partly siliceous and intraformationally folded. The tuff is green or white, hard, compact, and, in some places, more than 50 m in thickness. The formation rarely contains ill-preserved fragments of fossils of *Lucinoma*, *Portlandia* (*Megayoldia*), *Sagarites*, etc. which are similar to those of the Atsuta formation. Thickness of the formation is more than 500 m, and rapidly thins out to the north. The formation may be equivalent to the Hattari and Atsuta formations in the western district.

The **Ichibangawa formation** has sandy and/or tuffaceous facies. It rests on the Subetsu formation conformably. Two facies are distinguished in the formation, in the northern and eastern districts of the river Subetsu. About the northern facies, the middle and lower parts consist mostly of tuff-breccia, and the upper part resembles the facies of Bannosawa formation. The southern facies gradually decreases the pyroclastic rock eastwards, and at Suidōzawa, it consists of thinly bedded alternation of coarse~fine-grained sandstone and mudstone. In the eastern district of Shigōno-sawa, the formation is not developed, but probably it corresponds to gravels or the tuffaceous basal part of the Osokinai

formation. The thickness is about 90~250 m. Fossils collected at the river Ichiban are *Acila*, *Portlandia*, *Conchocele*, *Macoma*, *Turritella*, *Neptunea*, etc., and those at the river Atsukarushinai and Suidōzawa are *Acila*, *Nuculana*, *Portlandia*, *Patinopecten*, *Clinocardium*, *Pseudocardium*, *Macoma*, *Periploma*, *Natica*, etc.

The **Sambangawa formation** overlies the Ponsubetsu formation unconformably, and is laterally continuous to the Ichibangawa formation. In the southern area, the formation consists of tuff-breccia, tuffaceous sandstone and glauconitic sandstone, and as going northwards, it becomes rich in intercalations of conglomerate and mudstone, coal pebbles, coaly stripes and glassy tuff. Considering to its stratigraphic situation, the formation may be equivalent to the Subetsu and Ichibangawa formations in the Subetsu facies area, and to the Hattari, Atsuta and Bannosawa formations in the Atsuta facies area.

The **Mōrai formation** is superposed on the Bannosawa formation (Atsuta facies area), the Ichibangawa formation (Subetsu facies area) and the Sambangawa formation (Sambangawa facies area) conformably. It consists of platy stratified "hard shale", partly showing massive litho-facies and containing big marly balls. The thickness is 150~400 m. Molluscan remains which are shown in the Japanese Text (see p. 38~39) are sporadically contained.

The **Osokinai formation** is the marginal facies of Mōrai formation. Two different facies are recognized in the formation. One is distributed in the southwestern district of the river Nakagoya, changed from the Ichibangawa formation conformably. It consists of gray-colored, soft and massive mudstone partly with "hard shale", and is about 100 m in thickness. Molluscan remains such as *Portlandia*, *Lucinoma*, *Clinocardium* and *Macoma*, are collected. The other occurs in the northeastern district of the river Nakagoya, and is slightly unconformable to the Subetsu formation. Its basal part consists of tuffaceous siltstone, tuff, tuff-breccia and conglomerate, and its

main parts consist of mudstone which partly transfers into sandy or pebbly facies. It has a thickness of about 350m, and thins out southwestwards. Molluscan fossils obtained from the formation are *Acila*, *Portlandia*, *Clinocardium*, *Turritella*, etc. The basal part of the formation may correspond to the Ichibangawa formation due to its stratigraphical situation as well as the resemblance of litho-facies.

The **Hidarimata formation** is the transferred facies of the Hattari formation and is the lowermost member of the Kita-atsuta group which occurs in the Atsuta sheet-map area and is composed of volcanic rocks. It consists of augite-hypersthene andesite and hornblende andesite.

Upper group

The regionality of the sedimentary facies as seen in the Neogene middle group (central and marginal facies) is no more distinguished in this group, but the characteristics of marginal facies are remarkably shown by the presence of unconformity and thinning of formations. Geologic age of the group is probably early-middle Pliocene (H_1 - H_2).

The **Kanenosawa formation** is the transferred facies of the lower part of Tōbetsu formation, and consists mostly of gray-colored massive mudstone and muddy sandstone. Fossils from the formation somewhat resemble those from the Mōrai formation, as shown in the Japanese Text (see p. 44~45)

The **Tōbetsu formation** is transitional bed from the Kanenosawa formation in the central facies area, while, it may be underlain unconformably by the Osokinai formation in the marginal facies area. The lithic facies of the formation is gray-bluish gray-colored, massive, fine-grained sandstone or muddy sandstone which contains abundantly biotite flakes, and occasionally intercalated with thin layered tuff and pumice. In the eastern area of the river Sappinai, remarkable conglomerate (1~5 m thick) is developed at the base of the formation. Thickness of the formation is more than 400 m in

the vicinity of the river Tōbetsu, and 100~150 m in the eastern district. Fossils collected from the formation are shown in the Japanese Text (see p. 44~45)

The **Atsukarushinai formation** overlies conformably the Tōbetsu formation. It is composed of the alternation of pumiceous tuff, tuff-breccia, tuffaceous sandstone and conglomerate, and is 300m in thickness. The formation is continuous to the Ichinosawa formation in the Takikawa sheet-map area adjacent to the northeast, and is correlated to the Zaimokuzawa formation showing the conglomerate facies which is known in the area of the southwestern adjacent Ishikari sheet-map.

4. Quaternary system

The Urausu formation and river terrace deposits are probably Pleistocene in age, and fan deposits and alluvial deposits are of Holocene.

The **Urausu formation** forms the gently sloping terrace plane which is 20~80 m high above sea-level. It consists generally of the alternation of gravel and silt-clay. Though the formation and its equivalent terrestrial formation (Nisshin formation in Takikawa sheet-map area, etc.) are correlated to the marine Diluvium Shishinai formation (in Ishikari sheet-map area), the positive evidences are poor.

River terrace deposits are grouped into 3, generally.

The higher river terrace is most widely developed at Samban-gawa area, and is 200~250 m above sea-level. The terrace is considerably dissected.

The middle river terrace is distributed along the river Tōbetsu, river Niban and river Samban, and moderately dissected.

The lower river terrace is narrowly distributed along the riverside of the river Tōbetsu and lower reach of its branch-streams. The plane is well preserved

The lower part of terrace deposits is generally composed of gravel, but the upper part of gravelly sand is accompanied with mud. The heights of these terraces above the sea-level as well as above the river bed of the river Tōbetsu are greater in the north than in the south. This fact seems to be important in considering the crustal movement in Quaternary age.

Alluvial deposits composed of sand and gravel are narrowly distributed along each river, and at some places they are fan-like deposits. The alluvial plain of the river Ishikari, the so-called "Ishikari plain", narrowly appears at the southeastern corner of the sheet-map area.

Fan deposits are developed at the lower reaches of the river Sappinai and river Nakagoya, where the mountainland consists of the basement complex faces directly to the Ishikari plain.

5. Geologic structure

Pre-Tertiary Kumaneshiri group shows NE-SW trend in the eastern mountain block, and NW-SE in the western one. In the former block, the structure is apparently monoclinal, but in reality it may be isoclinal, because overturned phenomena are observed in some places. At Kamuishiri-yama, the uppermost part of the group shows a semi-basin-like structure. In the western block, the group is conspicuously undulated and somewhat metamorphosed, so that the structure is not distinct in detail. Other remarkable structures are two horsts, the Subetsu horst and Sappinai horst, both of which are separated from the main block.

Paleogene Kabato formation is distributed discontinuously in the surrounding area of the Kumaneshiri group, and it shows disharmonious structure with that of pre-Tertiary as well as with Neogene Tertiary.

Neogene groups show on the whole, the open folded structure with the axis of about N-S direction, especially at the western area

(central facies area), where the Hattari anticline about 20 km long and the Tōbetsu syncline extending more than 30 km are present. On the other hand, however, there are recognized horst-like structures in the marginal area of eastern mountain block, but in extreme case, a thrust fault occurs in that of western block. The thrust (Betsukaridake thrust) is the greatest reversed fault in the present area.

The sequence of structural development in the area is summarized as follows. The main structure of the pre-Tertiary Kumaneshiri group was completed in pre-Paleogene age. The block movements in the marginal area of the basement rock were carried out intensely in pre-Neogene age, and the wedge-shaped distribution of Paleogene Kabato formation was caused by these movements. Such block movements might be continued intermittently during and after the deposition of the Neogene groups, and constructed the above-mentioned horsts, thrust, etc., but at the western part of the Neogene sedimentary basin, an open folded structure was formed during the post-Neogene and pre Quaternary times. At that time, the great fault along the river Tōbetsu accompanying with several faults was also completed.

ECONOMIC GEOLOGY

Coal

The coal in the Kabato formation is worked at the Tsukigata coal mine in the middle reach of the river Subetsu. There are 9 coal seams, of which the 8th and 9th coal seams (numbered in descending order) are principal. The actual output is about 4,000~4,500 tons monthly. At other places, the coal mines are not worked at present.

Oil

Neogene middle and upper groups in the southeastern area of

he sheet-map area form a part of the Ishikari oil field, and there are several oil-seepages. However, oil is not expected because the Bannosawa formation as oil reservoir and the Mōrai formation as cap rock are absent in the anticlinal area.

昭和 33 年 11 月 20 日印刷

昭和 33 年 11 月 25 日発行

工業技術院
地質調査所

著作権所有

印刷者 佐藤義友
印刷所 株式会社文祥堂

EXPLANATORY TEXT OF THE GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

SCALE 1 : 50,000

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Katsu Kaneko, Director

TSUKIGATA

(Sapporo-4)

By

TOSHIHIRO KAKIMI & TAKESHI UEMURA

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-chō, Kawasaki-shi, Japan

1 9 5 8