

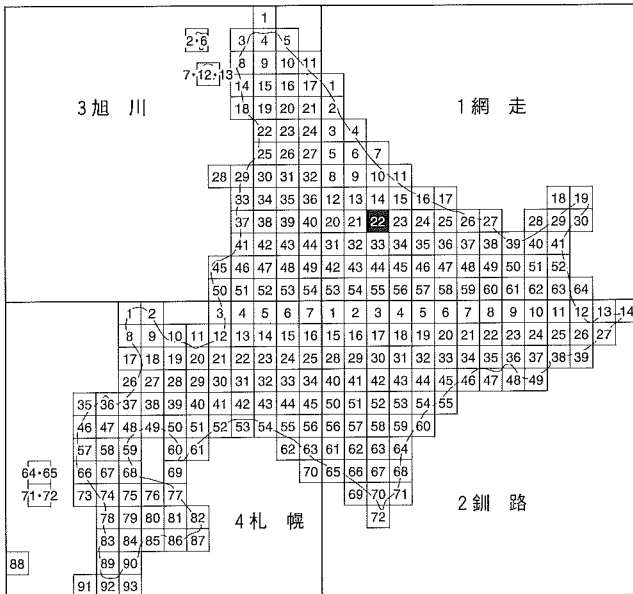
5万分の1地質図幅  
説明書

# 立 牛

(網走 - 第22号)

北海道立地質研究所

平成20年3月(2008)



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

平成20年 3 月

北 海 道

5万分の1地質図幅  
説 明 書

# 立 牛

(網走 - 第22号)

北海道職員 岡 孝 雄  
同 田 近 淳

北海道立地質研究所

平成20年3月(2008)



# 目 次

ま え が き	1
I 位置および交通	1
II 地 形	2
III 地 質 概 説	6
IV 先新第三系—日高累層群	10
IV. 1 研 究 史	10
IV. 2 地体構造と地層区分	11
IV. 3 西部地域 (D帯) の日高累層群	14
IV. 3. 1 サクルー層 (Skr)	14
IV. 3. 2 札 滑 層 (Sa)	14
IV. 3. 3 上 興 部 層 (Kom, Kos, Kls)	15
IV. 3. 4 産出化石と年代	16
IV. 4 東部地域 (E帯) の日高累層群	17
IV. 4. 1 上 丸 層 (Km, Kp, Me)	17
IV. 4. 2 上 古 丹 層 (Um, Us, Ucg, Ug, ph)	22
IV. 4. 3 立 牛 層 (Ta, Tm, Taa, ph)	25
IV. 4. 4 産出化石と年代	29
IV. 5 南部地域の日高累層群 (Hd, ss, ch, g)	33
IV. 5. 1 オセウシ川流域～北見富士山麓	33
IV. 5. 2 上 雄 柏 地 域	33
IV. 5. 3 滝西東方地域	34
IV. 6 日高累層群堆積岩の組成	34
IV. 6. 1 砂岩のモード組成	34
IV. 6. 2 砂岩の全岩化学組成	35
IV. 6. 3 泥岩の全岩化学組成	35
V 新 第 三 系	36
V. 1 研 究 史	36
V. 2 堆積岩および溶岩など	39
V. 2. 1 上支湧別層 (Ksc, Ksm)	44
V. 2. 2 オシラネツ川層 (Onm, Onc)	57

V. 2. 3	鴻之舞層 (KLc, KL) .....	62
V. 2. 4	藻別層 (Mc, Mw) .....	62
V. 2. 5	幌加湧別溶結凝灰岩層 (Hw) .....	63
V. 2. 6	北見富士溶岩 (KtL) .....	63
V. 2. 7	層序関係および対比 .....	64
VI	第四系 .....	67
VI. 1	河岸段丘堆積物 ( $t_1, t_2, t_3, t_4$ ) .....	67
VI. 1. 1	第1段丘堆積物 ( $t_1$ ) .....	67
VI. 1. 2	第2段丘堆積物 ( $t_2$ ) .....	69
VI. 1. 3	第3段丘堆積物 ( $t_3$ ) .....	70
VI. 1. 4	第4段丘堆積物 ( $t_4$ ) .....	70
VI. 2	現河川氾濫原堆積物・沖積錐堆積物 (al) .....	70
VI. 3	地すべり堆積物 (ls) .....	71
VII	貫入岩類 .....	71
VII. 1	花崗岩類 (Gr) .....	71
VII. 2	岩脈類 .....	72
VII. 2. 1	流紋岩・石英安山岩 (Rd) .....	73
VII. 2. 2	安山岩・玄武岩 (Ab) .....	74
VIII	地質構造 .....	75
VIII. 1	西部 (先第三系分布域) の地質構造 .....	75
VIII. 2	東部 (先第三系分布域) の地質構造 .....	75
VIII. 3	中軸部 (新第三系分布域) の地質構造 .....	76
VIII. 4	南西部 (新第三系分布域) の地質構造 .....	79
IX	構造発達史 .....	80
X	応用地質 .....	82
X. 1	採石資源 .....	82
X. 2	地下水 .....	82
X. 3	災害地質・表層地質 .....	83
X. 4	その他 .....	83
文    献	.....	84
Abstract	.....	90

5 万分の 1 地質図幅  
説 明 書

# 立 牛 (網走一第22号)

北海道立地質研究所

北海道職員 岡 孝 雄  
北海道職員 田 近 淳

## ま え が き

地質図幅「立牛」は旧北海道開発庁の委託によって調査されたもので、野外調査は昭和54年から昭和57年にかけて実施された。野外調査にあたっては、先新第三系分布域の一部を田近が、新第三系～第四系分布域を主として岡が担当した。説明書の取りまとめに際しては中生界～古第三系について田近が、その他について岡が担当した。

調査研究にあたっては、放散虫化石について北海道大学理学部岩田圭示博士にご教示いただいた。山口大学理学部君波和雄教授、東京大学理学系研究科木村 学教授に日高累層群(日高帯)の地質についてご教示・ご討論いただいた。当研究所(旧地下資源調査所)元地質調査部長の長谷川 潔博士(現、山形県酒田市在住)、同じく元主任研究員の高橋功二博士(現、札幌市厚別区在住)、現素材資源科長の八幡正弘博士には本地域の一部の調査を分担していただいた。本調査に用いられた岩石薄片は当研究所の戸間替修一氏の作製によるものである。以上の方々に厚くお礼申し上げる次第である。

## I 位置および交通

「立牛」図幅地域は、北海道北東部の北緯 $44^{\circ}0' \sim 44^{\circ}10'$ (平成14年4月1日から適用の世界測地系では北緯 $44^{\circ}0'8''6 \sim 44^{\circ}10'8''6$ )、東経 $143^{\circ}0' \sim 143^{\circ}15'$ (同 東経 $142^{\circ}59'46''0 \sim 143^{\circ}14'45''9$ )の範囲に位置し、行政的には北海道網走支庁管内紋別市・滝上町・遠軽町(丸瀬布地区・白滝地区)に属する。

本図幅地域西縁には国道273号線が通り本地域の主要幹線を成し、主要道道

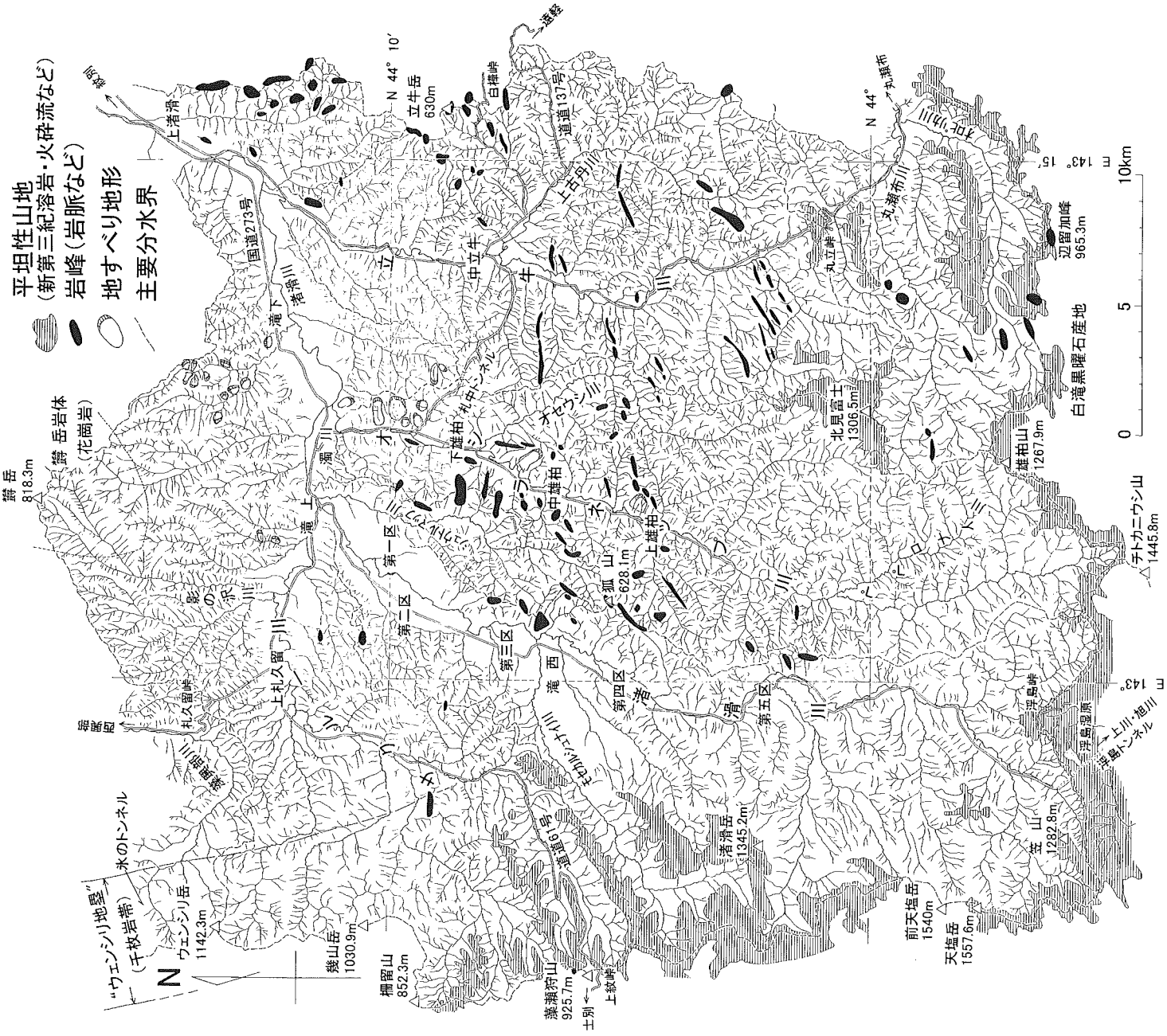


137号線が滝上町濁川にごりかわから紋別市中立牛經由で遠軽町遠軽地区に通ずる。その他、東部の立牛川沿いには一般道道が続き、丸立峠經由で同町丸瀬布地区に通ずる。

## Ⅱ 地 形

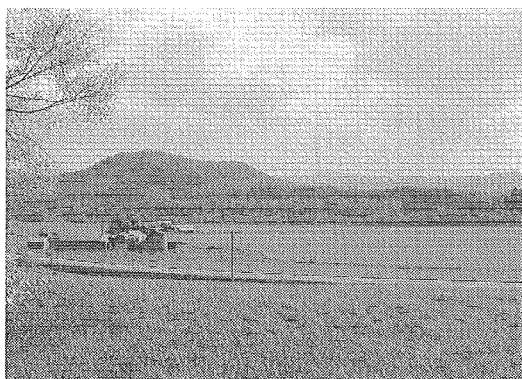
本図幅地域が含まれる網走地方中北部地域はその大半を山地（北見山地）が占め、その北東側をオホーツク海沿岸の低地～丘陵地が縁取っており、その南部は石狩山地（十勝・大雪火山群）に及んでいる。北見山地は標高数100～1000数100mの中～小起伏の比較的なだらかな山地であるが、本地域の西側にその脊梁（オホーツク海側と日本海側の分水界）が存在し、北からウエンシリ岳（1,142.3m）・幾山岳（1,030.9m）、柵留山（852.3m）、藻瀬狩山（925.7m）、渚滑岳（1,345.2m）・天塩岳（1,557.6m）、チトカニウシ山（1,445.8m）の各山稜が、南側にはチトカニウシ山から北東へ半島状に延びる雄ゆう柏山（1,267.9m）・北見富士（1,306.5m）の山稜がある（第1図、第2図）。ウエンシリ岳北方から幾山岳南方にかけての部分は地質構造的に“ウエンシリ地塁”と呼ばれる千枚岩体（弱変成岩）で、のこぎり歯状の鋭い稜線で特徴付けられる。一方、その南に続く部分（柵留山～天塩岳）と東へ半島状に延びる部分（天塩岳～北見富士）は新第三紀の溶岩・火砕岩・溶結凝灰岩の分布域で平坦地形が残され、稜線は丸みを帯びている（その典型例は渚滑川最上流の浮島湿原周辺）。本地域の北部には鬱うつつだけ岳（818.3m）があるが、大きな花崗岩質岩体よりなるため、全体として放射状の浸食（水系）模様が特徴的である。本地域の東部は標高400m前後～700m前後の稜線で藻籬川水系（鴻之舞地域）と区分されるが、所々に立牛岳（630m）のような岩峰状の小さな高まり（新第三紀の岩脈類）が存在する。

「立牛」とその周辺地域は上記のような稜線に囲まれた標高400～800m前後の丘陵性山地であり、全体として開析が進み、細かい樹枝状の水系模様を成す（第1図）。東西～東北東～西南西方向に延びた岩峰が点在するが、それらは新第三紀の岩脈類である。水系は主に渚滑川水系で、北西から東へ向かってサクルー川、渚滑川本流、シュウトルマップ川、オシラネツ川・オセウシ川および立牛川・上古丹川の各水系に分かれ（第2図）、南東端の一画が湧別川の



第1図 「立牛」 図幅地域とその周辺地域の水系分布と地形的特徴

丸瀬布川水系である（第1図）。これらの河川に沿っては河岸段丘が4段（高位より第1，第2，第3および第4段丘）と現河川氾濫原が発達する。河岸段丘・現河川氾濫原は渚滑川本流およびサクルー川沿いで広い分布があり（第3図），地質図での表示上，現河川氾濫原は沖積錐（新しい小扇状地）も含めて表現されている。これらの詳しい特徴については，地層（堆積物）の項で説明する。その他，地すべり地形が諸処に存在する。



第2図 中立牛橋東方より立牛川上流を望む（上古丹川合流部；中央部の遠景の山稜は北見富士，道路付近より前方の牧草地は第3段丘面，その前方対岸に第2・1段丘面が分布）



第3図 渚滑川本流沿い第一区付近の第1段丘面（農耕地），遠景の中央は渚滑岳・その左は天塩岳

### Ⅲ 地 質 概 説

本図幅地域は、第二次大戦前において地質図幅整備の先駆的な調査対象となり、10万分の1「鴻之舞」図幅の一部として取りまとめが行われた(竹内, 1947)。そのため、戦後の5万分の1地質図幅調査の対象としては比較的后期(1979～1982年)に取り込まれることになり、宮坂省吾らは図幅調査に先行して、本地域の新第三系について北海道中軸帯の造山過程の解明の視点から着目し調査研究を行い、いくつかの論文を公表している(宮坂ほか, 1980; 1984; 木村ほか, 1982)。周辺の5万分の1地質図幅については、早期に調査が取り組まれた西側と南側については「白滝」(国府谷ほか, 1964)、「丸瀬布」(野地ほか, 1967)、「上川」(藤原ほか, 1970)、「西興部」(中村ほか, 1980)および「渚滑岳」(松波・紺谷, 1981)の順に刊行が進んだ。さらに、本図幅とともに遅れて調査が取り組まれた北側と東側の図幅については、本図幅の取りまとめが遅れている間に、「丸瀬布北部」(八幡ほか, 1988)、「滝上」(松波, 2002)および「上渚滑」(松波ほか, 2002)の順に刊行が進んだ。

「立牛」図幅地域付近は北海道北東部に位置し、先新第三系の地体構造区分の上では日高帯に属しており、新第三紀中期中新世には千島海盆の成立にともなう斜め衝突(横ずれ)の隆起-沈降帯を成していたが、後期中新世以降は千島弧内帯に属し、東西～北東-南西の岩脈群に特徴付けられる火山活動が活発化した地域となっている。本地域の地質構成は第4図のようにまとめられる。

本図幅を構成する地質は先新第三系および新第三系を主体とし、第四系をとまなう。その他、古第三紀末漸新世に先第三系岩中に貫入の白滝-罾岳岩体(うつつだけ)がほぼ南北に断続的に連なり、新第三紀後期中新世の岩脈類が多数、西～東北東-西南西方向に延びた状態で点在する。

先新第三系は白亜紀末～古第三紀前期においてユーラシアプレート東縁で形成した付加体と考えられている日高累層群から構成される。中部北見山地の先新第三系の分布域は、その岩相構成・年代および地質構造の特徴からほぼ南北にのびるA～Eの5つの地帯に区分され、本図幅地域(「立牛」)はD帯とE帯の境界にあたる。D帯にあたる西側の渚滑川流域(以下西部地域とよぶ)には隣接する「西興部」図幅地域・「渚滑岳」地域の日高累層群(上興部層・札滑

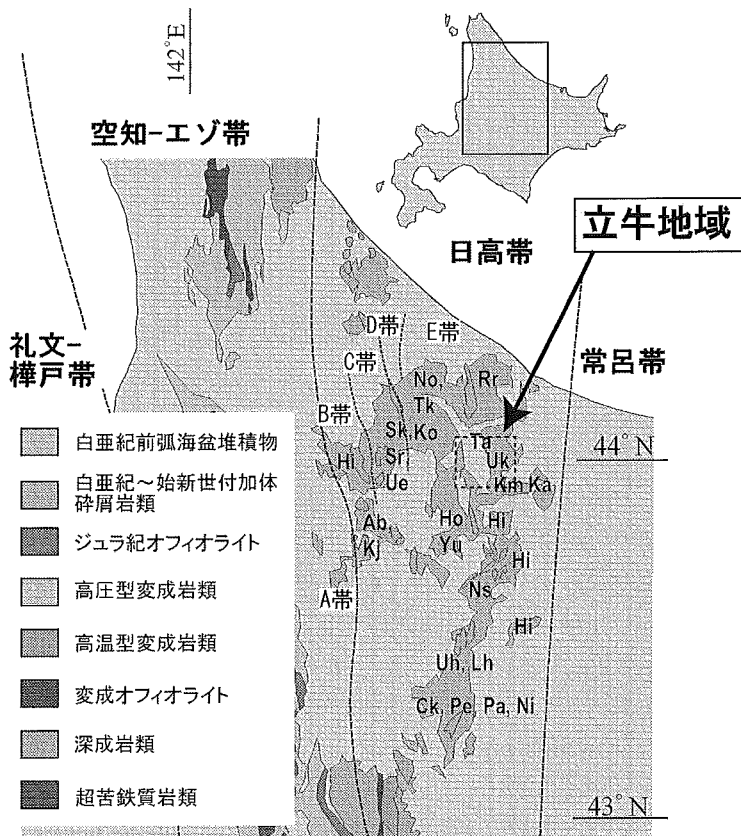
層・サクルー層)の延長部が分布する。一方、立牛地域の東部である立牛川流域や丸瀬布川沿いの大部分(以下、東部地域)はE帯に属し、東に隣接する「丸瀬布北部」図幅地域・「上渚滑」地域・「滝上」地域の日高累層群(立牛層・<sup>うえんこたん</sup>上古丹層・上丸層)の延長部の分布域である。東西両地域の境界地域は、滝上第三区から上雄柏を経てパンケプシュナイ川流域およびオセウシ川流域付近(以下、南部地域とよぶ)であるが、新第三系により分布が分断されている上、露頭状況がわるく東西どちらの構造要素が卓越するのかは判然としない。したがって、この地質図幅では、立牛川最上流部(北見富士北東麓)からオセウシ川流域に分布する概ね北北西-南南東走向に分布する地層、西側の第三区から上雄柏を経てパンケプシュナイ川流域の主に北東-南西の走向を示す地層を一括して、南部地域の日高累層群と呼ぶ。

新第三系は下位より<sup>かみしゅうべつ</sup>上支湧別層・<sup>こうのまい</sup>オシラネップ川層、<sup>もべつ</sup>鴻之舞層・藻別層および<sup>ほろかゆうべつ</sup>幌加湧別溶結凝灰岩・北見富士溶岩より構成される。<sup>かみしゅうべつ</sup>上支湧別層・<sup>こうのまい</sup>オシラネップ川層は南部日高帯の山脈化(日高山脈)に先行して、中期中新世前半に北部日高帯の一部が山脈化したことに対応して生じたトラフ状の沈降盆に堆積した海成の地層群であり、本図幅地域とその周辺では右雁行状の配置を取って、先第三系分布域内の2つの断層角盆地として分布する。これらの盆地はそれぞれ北北西-南南東方向に延びており、南部のものはオシラネップ川上流域にあり範囲が比較的狭く、北部のものは北見富士北方からオシラネップ川中・下流域から<sup>うつつだけ</sup>サクルー下流域から<sup>うつつだけ</sup>蘆岳南西山麓のサクルー川支流方面に延び範囲が広い。<sup>かみしゅうべつ</sup>上支湧別層の泥岩相と<sup>こうのまい</sup>オシラネップ川層の砂岩泥岩互層は一部同時期の可能性があるが、両層は便宜上、区別して取り扱っている。鴻之舞層・藻別層は中期中新世後半~後期中新世に現千島弧火山活動の開始とともに形成された海成~陸成堆積盆の一連の堆積物の下部を構成する地層群であり、東側の鴻之舞地域に広い分布があり、本図幅地域内では東縁部にその分布が続いている。幌加湧別溶結凝灰岩・北見富士溶岩は本図幅とその周辺がほぼ完全に陸域化した鮮新世の火山活動の産物で、このうち、幌加湧別溶結凝灰岩は主に南側の「白滝」図幅内に分布があり、本図幅地域内では北東部に途切れ状にわずかに分布する。本溶結凝灰岩は下位の幌加湧別層(湖成堆積物)とともにカルデラに関連した一連の堆積物と見なされ、いわゆる“白滝黒曜石”も含まれる。

第四系は主に河岸段丘堆積物（第1～4段丘堆積物）および現河川氾濫原堆積物・沖積錐堆積物より構成され、その他、地すべり堆積物がある。

時代	地層名・層厚	模式柱状図	岩相の特徴など	年代値・備考		
第四紀	完新世	地すべり堆積物 (ls) 沖積錐堆積物 現河川氾濫原堆積物 (ft) 2m	沖積錐：各河川枝状からの土石流状堆積物 (角～亜角礫主体)、段丘上にも分布。	白滝347火山岩類 K-Ar 年代 (「白滝」図幅内) 1.17±0.07Ma 1.18±0.04Ma 1.26±0.1Ma 1.35±0.04Ma 2.32±0.40Ma (八幡ほか, 2003) HW：最上部に黒曜石岩体 (「白滝」図幅内)		
	更新世 中～後期	河岸段丘堆積物 第4段丘堆積物 (t <sub>4</sub> ) 3m± 第3段丘堆積物 (t <sub>3</sub> ) 10～15m± 第2段丘堆積物 (t <sub>2</sub> ) 5m±～10m± 第1段丘堆積物 (t <sub>1</sub> ) 10～15m±	埋田主体、最上部にロームともなる。 埋田主体、最上部にローム；粘土ともなる。			
第三紀	鮮新世	北見富士溶岩 (Kf) 150m± 横加湧別溶結凝灰岩 (Hw) 150m±	南側の白滝地域などで火山活動活発 (カルデラ形成・大規模火砕流・溶岩)	岩脈類： 流紋岩・石英安山岩 (Rd) 安山岩・玄武岩 (Ab) 岡之舞・渚滑岳地域など周辺、浅海～陸域での火山活動活発化（「立牛」図幅地域はほぼ陸域化） 一部に含貝化石 一部に含貝化石など 下部に硬質泥岩・固砂岩の角～亜角礫岩相（先新第三系と顕著な不整合関係）		
	中新世	後期	礫別層 粗石凝灰岩・凝灰角礫岩・溶結凝灰岩 (Mw) 60～130m± 礫岩・砂岩 (Mc) 50～60m±		岩脈群の形成 (東西～北東～南西方向に貫入)	
		中期	鴻之舞層 泥岩 (KL) 100m± 礫岩・砂岩 (KLe) 3m±			
	上新世	中期	礫岩・砂岩・泥岩互層 (Onc) 1,000m± オシラネ層 泥岩・砂岩互層 (Onm) 1,000m±>		一部に含貝化石 一部に含貝化石など 一部に含貝化石など	
		前期	上支湧別層 泥岩 (Ksm) 0～1,000m± 1,000～1,300m± 礫岩 (Ksc) 400m±～1,300m±			
		漸新世	花崗岩類 (Gr; 白滝岩体)			Gr: FT 年代 32.0±±2.3Ma 33.0±±2.6Ma (奥水ほか, 1986)
		始新世(?)～晩新世	西部 (D帯) 日高累層群 (付加体) サクルー層 (Skr) 札滑層 (Sa) 上興部層 (Kom, Kos, Kls)			南部 オセウ川流域～北見富士山麓、上雄柏地域、滝西東方地域 南部の日高累層群 (Hd, ss, ch, g)

第4図 「立牛」図幅とその周辺地域の地質の総括



- |                |                |
|----------------|----------------|
| Ab: 愛別層        | Pa: 十勝パンケ層     |
| Ck: チカベツ層      | Pe: 十勝パンケ層     |
| Hi: 日高累層群(一括)  | Rr: 瑠椽層        |
| Ho: 幌加層        | Sk: 札滑層        |
| Ka: 金山コンプレックス  | Sr: サクルー層      |
| Kj: 越路層        | Ta: 立牛層        |
| Km: 上丸コンプレックス  | Tk: 東興層        |
| Ko: 上興部層       | Ue: ウエンシリ層     |
| Lh: 下部日高層      | Uh: 上部日高層      |
| Ni: ニベソツ層      | Uk: 上古丹コンプレックス |
| No: 中興部層(西興部層) | Yu: 湧別川層       |
| Ns: ニセチャロマツ層   |                |

第5図 日高帯北部の地帯区分と地層名 (川上ほか, 2006b)

## IV 先新第三系一日高累層群

### IV. 1 研 究 史

立牛地域を含む中部北見山地は、中生代～古第三紀の地体構造区分上「日高帯」に属する。日高帯は、主として泥岩・砂岩泥岩互層と少量のチャート・緑色岩およびそれらの混在岩からなる「日高累層群」から構成される(君波ほか, 1986; 田近, 1989)。中部北見山地の「日高累層群」は1980年代までは、先白亜紀あるいは白亜紀の地層と考えられていたが、現在では一般に、白亜紀末～古第三紀前期においてユーラシアプレート東縁で形成した付加体と考えられている(君波ほか, 1986; 田近, 1992など)。

立牛地域およびその周辺の先新第三系については、岡村(1913)が「古生層」として20万分の1地質図に図示し、竹内(1942)が本地域を含む10万分の1地質図幅「鴻ノ舞」において、「先白亜紀層(日高系)」として詳しい記載を行なった。その後、「日高累層群」に一括され(長谷川ほか, 1961)、その地質時代についても古生代あるいはジュラ紀～前期白亜紀と考えられていた(橋本, 1958; 長尾, 1958, 1962; 寺岡ほか, 1962; 紺谷・酒井, 1978; 北海道立地下資源調査所, 1980など)。

1980年代に入って放散虫生層序学的研究が進むと、隣接する「西興部」図幅地域(上興部層: 岩田ほか, 1983)、「丸瀬布北部」地域(金山層: 田近・岩田, 1983)、「滝上」地域(田近ほか, 1984; 岩田・加藤, 1986)の各地域で、チャート・石灰岩からは三畳紀、ジュラ紀、白亜紀前期の放散虫化石が、また泥岩からは白亜紀後期タイプの放散虫化石が報告された。このため、これらの地層の大部分が上部白亜系と考えられた(岩田・加藤, 1986; 八幡ほか, 1988)。

その後、渚滑岳地域・西興部地域の上興部層から暁新世(田近・岩田, 1990)の、また、興部地域の<sup>るろち</sup>溜椽層からは始新世(君波ほか, 1990)のそれぞれ放散虫化石が報告されるようになり、現在では本地域を含む中部北見山地の先新第三系は古第三系に属する可能性が大きいと考えられるようになっている(田近, 1992; 田近・岩田, 1994)。

なお、「日高系」(「日高層群」)は、神居古潭系と三波川・御荷鉢系のように本州の秩父系に対応する語として北海道中軸部に分布する「古生層」「前白亜



紀岩層」に対して使用された名称である（鈴木，1934）。したがって，本来は，現在では空知—エゾ帯やイドナップ帯と呼ばれている地帯の砂岩・泥岩を主体とする付加体を念頭においた呼称と考えられる。現在では「日高帯」や「日高累層群」という呼称が日高地方ではほとんど使用されず，地名としては全く無縁である中部北見山地に残っているという現状には違和感がある。この地質図幅では従来の呼称にしたがって中部北見山地の先新第三系を「日高累層群」と呼ぶことにするが，これらの名称については，改めて定義や用法の再整理が必要である（加藤・川村，1990；小松，1996）。

#### IV. 2 地体構造と地層区分

中部北見山地の先新第三系の分布域は，その岩相構成・年代および地質構造の特徴からほぼ南北にのびるA～Eの5つの地帯に区分されている（第5図：田近，1989；宮下ほか，1990；田近，1992；Kimura，1994）。最も西に位置するA帯は当麻<sup>とうま</sup>コンプレックスなどの前期白亜紀のメランジュやセノマニアン<sup>セノマニアン</sup>の碎屑岩類からなる地帯であり，日高山脈西側のイドナップ帯（清川，1989）に相当する。B帯からE帯にかけての日高累層群は主として碎屑岩類からなり，それらの堆積と同時的に形成された緑色岩類や堆積性のメランジュを伴っている。それぞれの地帯はほぼ南北方向の断層によって画されており，その分布方向に調和的な一般走向を示す地層群とこれと大きく斜交する北東—南西の走向を示す地層群が交互に配列している。データは少ないが，これまで報告されている年代で最も新しい年代はB帯がサントニアン—カンパニアン（岩田・加藤，1986），D帯が古第三紀暁新世（田近・岩田，1990），そしてE帯が古第三紀始新世（君波ほか，1990）で，全体として東側に新しい地質体が配列するように見える。

「立牛」図幅地域はD帯とE帯の境界にあたり，NNW-SSE方向の一般走向を示す地層群とNE-SWの一般走向が卓越する地層群がジグザクな形で分布している。すなわち，D帯にあたる西側の渚滑川流域（以下西部地域とよぶ）には隣接する「西興部」図幅地域・「渚滑岳」地域の日高累層群（上興部層<sup>かみおこっべ</sup>・札滑層<sup>さつろく</sup>・サクルー層）の延長部が分布する。これらの日高累層群は西側上位の地層のセットが断層により繰り返し出現するものと考えられている（田近・岩

田, 1990). 一方, 「立牛」地域の東部である立牛川流域や丸瀬布川ぞいの大部分(以下, 東部地域)はE帯に属し, 東に隣接する「丸瀬布北部」図幅地域・「上渚滑」地域・「滝上」地域の日高累層群(立牛層・上古丹層・上丸層)の延長部の分布域である. 東西両者の境界地域は, 滝上第三区から上雄柏を経てパンケプシュナイ川流域およびオセウシ川流域付近(以下, 南部地域とよぶ)であるが, 新第三系により分布が分断されているうえ, 露頭状況がわるく東西どちらの構造要素が卓越するのかは判然としない. したがってこの地質図幅では, 立牛川最上流部(北見富士北東麓)からオセウシ川流域に分布する概ねNNW-SSE 走向に分布する地層, 西側の第三区から上雄柏を経てパンケプシュナイ川流域の主にNE-SW 性の走向を示す地層を一括して, 南部地域の日高累層群と呼んで記述する.

なお, 日高累層群の記載で使用する「層」は構造層序的な区分であり, 岩相層序単位としての累層 Formation ではない. むしろ, 断層によって接する(あるいは関係の不明確な)部層あるいは累層規模の地層(Unit)か, その集合体(複合層, Complex)のことである.

日高累層群は, 砂岩泥岩互層を主体とするが, 整然相(層)から混在岩相まで様々な程度に破断した地層から構成される. 混在岩は破断の程度や構成岩相から, 以下のように砂泥混在岩(相) I, II およびメランジュに分類して記述した(第1表; 八幡ほか, 1988).

砂泥混在岩(相) I: 砂岩・泥岩および一部礫岩・含礫砂岩から構成される. 砂岩は泥質基質中に平たく伸びたレンズ, あるいは膨縮(pinch and swell)した“単層”として散在する. レンズにはしばしば引張り断裂が発達する. 一般に露頭で見られるレンズあるいは“単層”の伸びの方向はその地域の地層の延長と準平行である. 基質の泥岩は一般的に剥離性が弱く均質である. また, 粗粒で厚い(厚さ数10cm ~ 1 m) 砂岩レンズでは基質との境界が不規則に入りくみ, 不明瞭となっている場合がある.

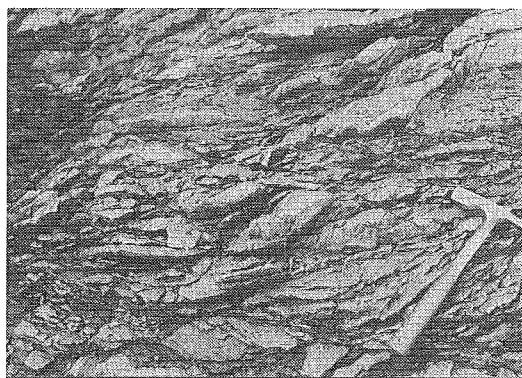
砂泥混在岩(相) II: 砂岩・泥岩および礫岩・含礫砂岩から構成される. 砂泥混在岩 I とは漸移的に移り変わる. 泥質基質中に分解された径数 cm ~ 数 m の礫, あるいはブロック状の砂岩が含まれる. 礫と泥質基質は本来の成層状態を全く推定できないほど混合しており, 礫あるいはブロックの形態は亜角~亜

円形を示す。基質に剥離性が見られないaタイプと、剥離性に富むbタイプに区別できる(第6図)。

メラングジュ：泥岩を基質とし、基質あるいは周囲の泥岩と異なった時代を示すチャート・石灰岩および緑色岩類を径数mの礫あるいはブロックとして含むもので、基質にほとんど剥離性の認められないaタイプと、著しい鱗片状のへき開が発達するbタイプに細分した。なお、melangeはメランジ、メラングジュと表記していたことがある(八幡ほか, 1988など)が、最近ではメラングジュと一般に表記されるので(たとえば, 小川・久田, 2005), それに従う。

第1表 メラングジュ・砂泥混在岩の分類

	基 質		ブ ロ ッ ク		
	岩 相	へき開	岩 相	形 態	サイズ
砂泥混在岩(相) I	暗灰色泥岩	ない~弱い	中粒~細粒砂岩・含礫砂岩	レンズ状, 不規則な板状, 元の成層構造が推定可能, しばしば閉じた褶曲を示す	数cmから1m前後の厚さ, 10cmの厚さのブロックで長径は30~40cm
砂泥混在岩(相) II	a	暗灰色泥岩(一部砂質)	中粒~細粒砂岩・含礫砂岩・礫岩・マール	レンズ, 多角~歪円形でもとの成層状態を残さない, 基質との境界が入り混じり不明瞭なものがある	長径数cm~5m
	b		同上		
メラングジュ	a	暗灰色泥岩	チャート・石灰岩・珪質頁岩・玄武岩・砂岩	歪角~歪円形, レンズ状, ブロックの内部で成層構造を残しているものもある	長径数cm~数10m
	b	鱗片状へき開発達			



第6図 サクルー層の砂泥混在岩II b (「西興部」図幅地域; 滝上町上札久留サクルー川沿い)

## IV. 3 西部地域 (D帯) の日高累層群

### IV. 3. 1 サクルー層 (Skr)

中村ほか (1980) により, 本地域の北西隣の「西興部」<sup>にしおこっぺ</sup> 図幅地域で命名された。模式地は, 滝上町奥札久留<sup>おくさくくろ</sup>付近のサクルー川沿いと見られる。NNW-SSE の一般走向とそれに準平行な分布を示し, 「西興部」地域のウエンシリ岳東麓から「渚滑岳」地域の渚滑川上流部を経て, 本図幅地域の滝上第四区から第五区および上雄柏<sup>なくゆう</sup>~拓雄<sup>たくゆう</sup>付近に分布する。層理と片理は一般に西側に急傾斜し, 西側上位を示す場合が多い。見かけの下位 (東側) に分布する砂岩優勢のユニットである札滑層とは断層で接するものと推定される。パンケブシュナイ層とは NNW-SSE 性の断層で接するものと推定される。

サクルー層は, おもに泥岩と泥岩優勢の泥岩砂岩互層から構成され, 部分的に緑色岩類を伴うことがある。泥岩には, しばしば葉片状の劈開が認められ, 一部は粘板岩状になっている。第四区三十線川付近や第五区付近では比較的低角で緩やかにうねる劈開面をもつ泥岩が多い。また, 第四区付近の渚滑川岸のサクルー層は著しいせん断変形を受けており, 砂岩の薄層はしばしば膨縮してレンズ状の混在岩 II b となって複雑に褶曲する。

なお, 「西興部」地域では見かけの最下部に, 緑色岩類 (玄武岩質枕状溶岩) と, これを覆う赤色泥岩, 緑色泥岩, 黒色~灰色珪質頁岩および泥岩へと重なる上方粗粒化層序が認められるが, 本地域では確認していない。

サクルー層からの化石の産出の報告はない。

### IV. 3. 2 札滑層 (Sa)

中村ほか (1980) の命名。模式地は西興部<sup>にしおこっぺ</sup>村札滑の札滑川流域附近とみられる。サクルー層の東側に位置して NNW-SSE の一般走向とそれに準平行な分布を示し, 「西興部」地域から「渚滑岳」地域を経て本地域の二区十五線川, モセカルシュナイ川下流域, 滝西付近の渚滑川流域に分布する。全体として西傾斜の部分が多く, 見かけ上サクルー層の下位にあるが, それに比べて泥岩における劈開発達の程度は弱く, 両層の境界は断層と見られる。興部川流域で東<sup>とう</sup>興層, 中興部層あるいは西興部層と呼ばれている (長谷川ほか, 1969; 中村ほか, 1980; 君波・紺谷, 1988), 後述の上興部層の見かけの上位に分布する砂岩優勢の地層は札滑層に対応する地層と考えられる。

札滑層は厚層理砂岩泥岩互層・塊状砂岩を主体とし、薄層理砂岩泥岩互層をはさむ。全体として整然とした部分が多いが、渚滑川流域では砂岩単層が膨縮し、砂泥混在岩となっている。部分的に珪質頁岩・珪長質凝灰岩の薄層やレンズをはさむ。砂岩は暗緑灰色を呈し泥岩のイントラクラストに富む。

サクルー層からの化石の産出の報告はない。

#### IV. 3. 3 上興部層 (Kom, Kos, KIs)

<sup>かみおこっぺ</sup>上興部層 (長谷川ほか, 1969命名; 中村ほか, 1980再定義; 君波・紺谷, 1988; 田近・岩田, 1990; 田近, 1992) は、上興部地域の興部川流域から西興部地域の<sup>もおこっぺ</sup>藻興部川、サクルー川下流を経て本地域まで、西傾斜 NNE-SSW の走向で帯状に分布する。本地域では一区～二区の渚滑川沿いでよく観察できる。おもに、泥岩および泥岩優勢の薄層理砂岩泥岩互層およびそれらの混在岩からなり、赤色の半遠洋性泥岩、緑色の珪質泥岩・珪長質凝灰岩、暗灰色～黒色珪質泥岩を特徴的に含む。緑色岩類や石灰岩ブロックを伴うことがある。

上興部層は見かけ上、珪質泥岩・泥岩・薄層理砂岩泥岩互層 (Kom) から厚層理砂岩泥岩互層・塊状砂岩 (Kos) へ上方粗粒化する岩相層序ユニットの繰り返しからなる (田近・岩田, 1990)。上興部地域や西興部地域では、岩相層序ユニットの最下部には緑色岩類・赤色泥岩が見られる。

泥岩・珪質泥岩 (Kom) の珪質泥岩は透明感のある暗緑色・暗灰色～黒色の硬質泥岩であり、10cm 以下の厚さで成層する。しばしば軟質な緑色泥岩や黒色泥岩と互層し、構造的に膨縮して角礫状 (第7図) やレンズ状を呈することがある。鏡下では隠微晶質基質中に放散虫化石が散在し、まれに石英で置換された半月状の火山ガラスと黒雲母をふくむ凝灰質薄層が見えることがある。珪質泥岩は上位に向かって黒色泥岩と互層し移化する。黒色泥岩は塊状から葉片状まで様々な程度に変形し、部分的に鱗片状となっている場合もある。さらに上位に向かって、泥岩層は厚さ10数 cm 以下の単層からなる薄層理砂岩泥岩互層からなる。変形の弱い部分には不完全なポーマシーケンスがみられる。

一方これを覆って分布する砂岩・砂岩泥岩互層 (Kos) は、厚さ10数 cm 以上の単層からなるタービダイトである。厚さ1 m 以上の塊状砂岩もこれに含まれる。砂岩は暗緑～暗灰色の火山岩片に富む石質ワッケである。

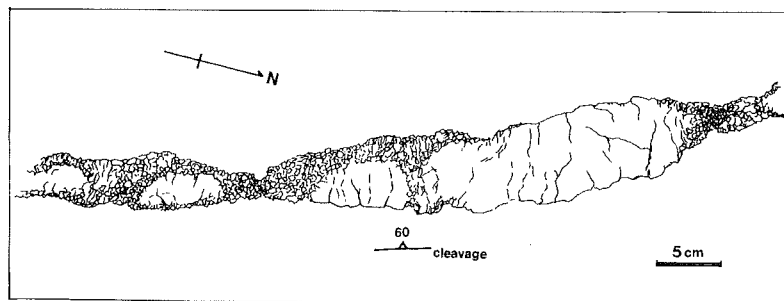
石灰岩は砂岩・泥岩中にレンズ状のブロックとして挟まれる。大きなブロッ

クは、第二区十二線附近の渚滑川や同十四線東岸（湊，1958）などに見られる幅20m 延長30m ほどの岩塊で少量の泥岩を介して厚い砂岩中に挟まれる。また、一区九線の渚滑川河床で幅2m 長さ3～4m のレンズ状岩塊が変形の少ない泥岩中に含まれるのが観察できる。鏡下観察によれば、石灰岩の大部分は網状に再結晶しているが、一部は生砕物を含むバイオミクライトである。岩田ほか（1983）は、本層の北方延長部である旧上興部石灰石鉱山で石灰岩より、三疊紀と見られるナマコ骨片化石を、また田近・岩田（1990）は、三疊紀とみられる *Triassocampe nova* などの放散虫化石を報告している。従って、これらの石灰岩は堆積性の外来岩体と考えられる。なお、緑色岩類（枕状溶岩）の一部には現地性のミクライト質石灰岩が含まれることがある。

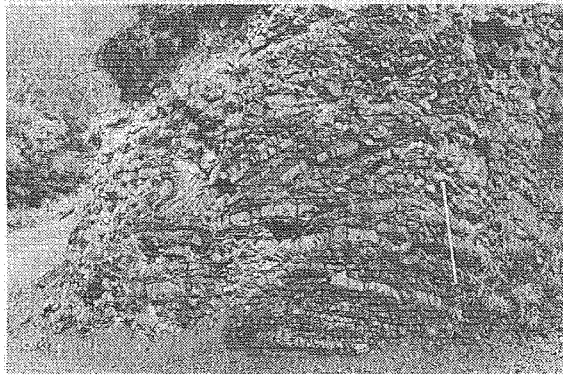
#### IV. 3. 4 産出化石と年代

西部地域（D帯）の日高累層群で化石の産出が知られているのは、上興部層であり（岩田ほか，1983；田近・岩田，1990），サクルー層や札滑層からは化石の産出報告がない。

本地域でも上興部層にあたる渚滑川本流の第一区九線付近の黑色珪質泥岩試料からは、*Bathropyramis* sp., *Buryella* (?) spp., *Cornutella* cf. *californica*, *Lithocampe* (?) *gramulata*, *Spongodiscus americanus*, *Stylosphaera coronata* などの放散虫化石が産出しており、その堆積年代は古第三紀暁新世と考えられる（田近・岩田，1990）。



第7図 上興部層珪質頁岩の膨縮構造（滝上町第一区の渚滑川河床；田近・岩田，1990）



第8図 閉じた転倒褶曲を示す上丸層主部の薄層理砂岩泥岩互層（丸立峠南側中腹）

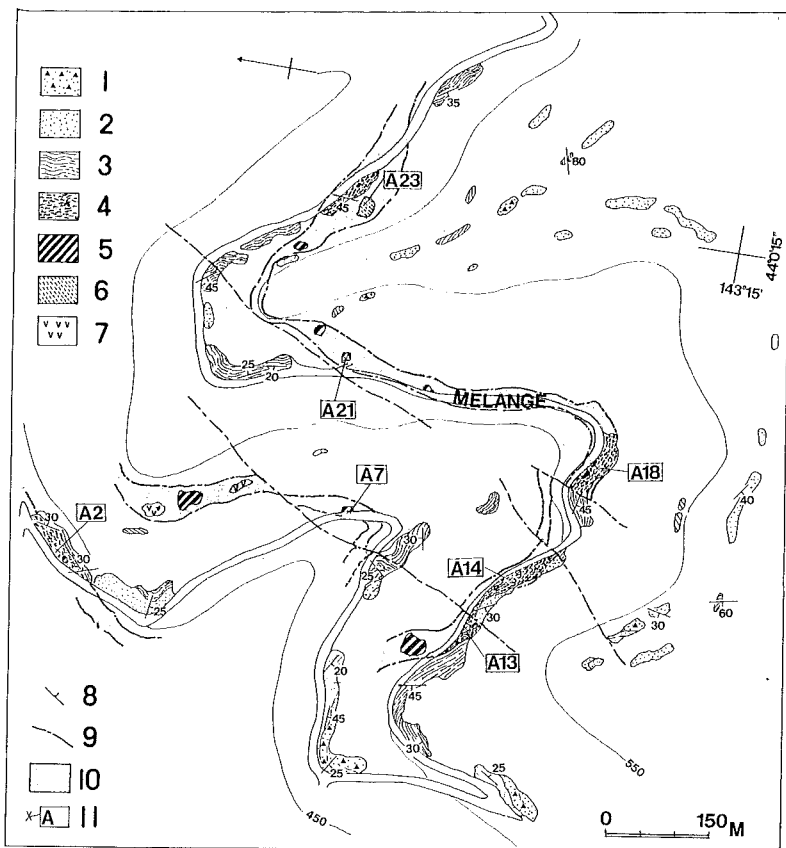
#### IV. 4 東部地域（E帯）の日高累層群

##### IV. 4. 1 上丸層（Km, Kp, Me）

田近ほか（1987）、八幡ほか（1988）の命名による「<sup>かみまる</sup>上丸コンプレックス」、田近（1992）の「上丸層」に相当し、Iwata and Tajika（1989）の「<sup>かなやま</sup>金山層」の西半部に相当する。模式地は立牛地域の紋別郡丸瀬布町上丸<sup>まるたち</sup>～丸立峠下の道道付近で、「<sup>まるせつぶ</sup>丸瀬布北部」図幅地域の松田の沢川上流部から、<sup>まるみ</sup>丸美川・<sup>かみさとさわ</sup>上里沢川にかけて分布する。上丸層は主に薄層理～厚層理砂岩泥岩互層と砂泥混在岩 I からなる主部（Km）とそれには含まれるチャート・緑色岩・石灰岩の礫・ブロックからなるメランジユ（Me）からなり、見掛けの上位である北西側に砂泥混在岩 II b を主とする含礫泥岩層（Kp）が分布する。

全体として NW-SW の走向で主に NW（または SE）に  $20^{\circ} \sim 40^{\circ}$  に傾く、低角度の構造が特徴であり、北側では NE 性断層また西側では NNW 性断層を介して上古丹層と接する。なお、東側の「丸瀬布北部」地域では同じく金山層と接する。

主部（Km）は波長数 m ～ 数 10m の閉じた非対称褶曲と小低角断層・高角断層により様々に擾乱、変形した砂岩泥岩互層を主とし、含礫砂岩・礫岩・酸性凝灰岩をしばしばはさむ。互層部はほとんど変形していない部分から砂泥混在



第9図 丸立峠東南東, 上里沢川の林道ルートマップ (上丸層主部).  
 位置は第20図参照. 1: 含礫砂岩, 2: 塊状~厚層理砂岩,  
 3: 薄層理砂岩泥岩互層~砂泥混在岩 I, 4: 砂泥混在岩 II  
 a-b, 5: チャート岩塊, 6: 石灰岩チャート互層, 7: 玄武岩,  
 8: 層理面の走行傾斜, 9: 断層, 10: メランジュ  
 (Me), 11: 放散虫化石の産出位置. 各地点で産出した放散  
 虫化石のリストは本文参照.



岩Ⅰ・砂泥混在岩Ⅱbまで数m～数10mオーダーで変化している（第8図）。後述するように、本図幅地域南東部では複数の低角の断層に切られる褶曲ナツプ状の構造をとるものと推定され、層厚の算定は不可能である。

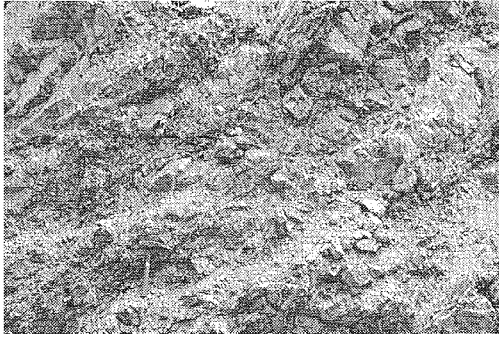
メランジュ（Me）は厚さ最大数10mで、膨縮した“レンズ状層”として主部にはさまれて出現する（第9図）。メランジュ（Me）は砂岩、白色～赤色チャート、石灰岩・チャート互層、暗緑色～黒色チャート（珪質頁岩）・緑色岩類の径数cm～数10mの亜円～亜角形のブロック（第10図）と、暗灰色～黒色鱗片状泥岩あるいは暗緑色凝灰質泥岩の基質からなる（第11図）。後述のように、これらのブロックはジュラ紀後期から白亜紀前期までの放散虫化石を含む（Iwata and Tajika, 1989）。

含礫泥岩層（Kp）は基質のやや変形した砂泥混在岩Ⅱbを主体とし、一部に砂泥混在岩Ⅰを含む。層理あるいは基質のへき開は定方向を示すことは少ない。まれに暗灰色チャート、酸性凝灰岩ブロック（径数m）をはさむことがある。主部（Km）との境界は断層である可能性が大きく、見掛け上約1,000mの厚さが推定される。

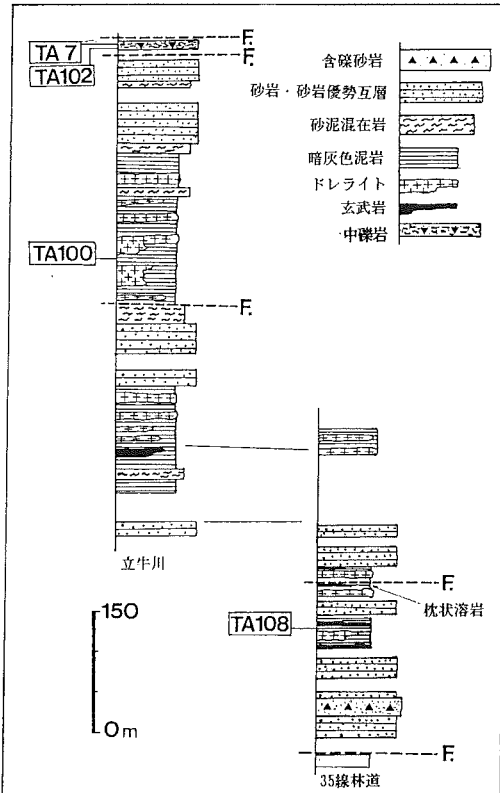
上丸層を構成する砂岩は、暗灰色を呈する細粒～中粒の石質～長石質ワッケで、堆積岩片・砂岩岩片に富む。長石は斜長石の他にマイクロクリンやパーサイトが目立つ。ほとんどの場合黒雲母を伴っている。礫岩・礫質砂岩の礫は砂岩・泥岩の同時礫（径数cm～15cm）が多く、チャート・酸性凝灰岩・酸性～塩基性火山岩円礫～亜角礫を伴う。同時礫以外の礫は一般に細粒（1cm以下）で、特に火山岩礫は細粒である。



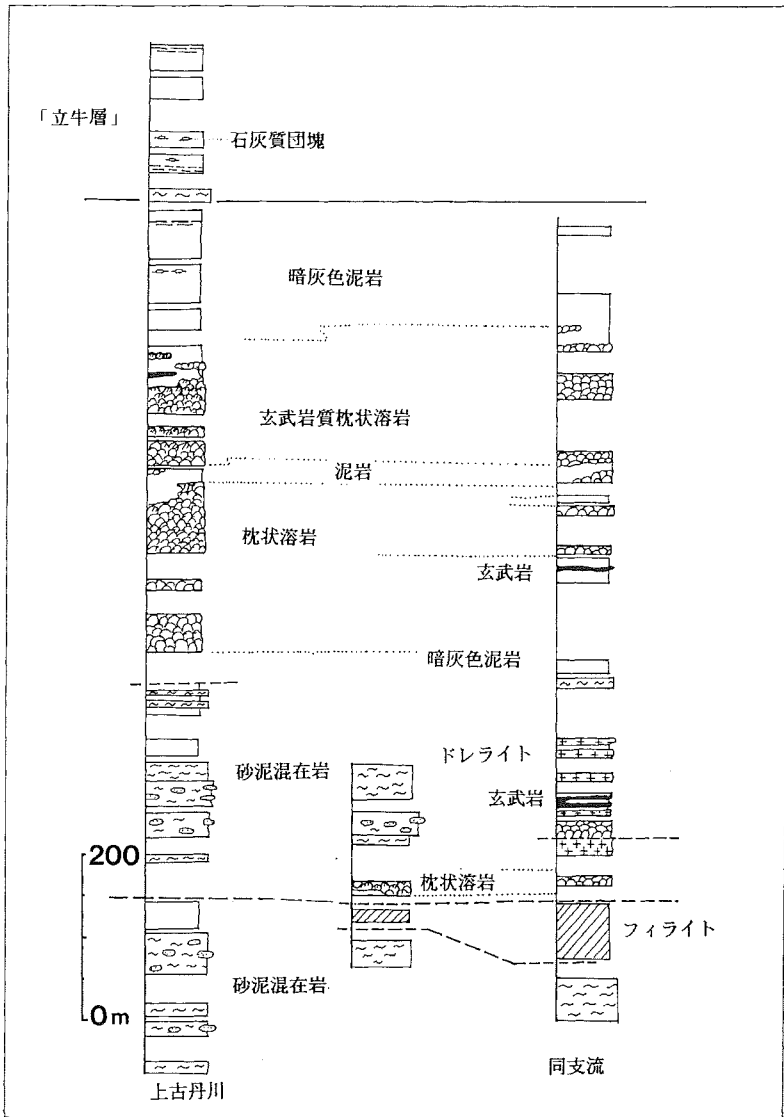
第10図  
石灰岩の小ブロック（遠軽町丸瀬布の上里沢川）



第11図  
チャートの小ブロックを含むメランジュ（遠軽町丸瀬布の上里沢）. 含礫泥岩状を示す.



第12図  
上古丹層の見かけの柱状図（立牛川流域南部）. 番号は微化石の産出位置.



第13図 上古丹層の見かけの柱状図 (立牛川流域北部)

#### Ⅳ. 4. 2 上古丹層 (Um, Us, Ucg, Ug, ph)

田近ほか(1987), 八幡ほか(1988)の命名による「上古丹<sup>うえんこたん</sup>コンプレックス」, 田近(1992)の「上古丹層」である。模式地は紋別市上古丹川中上流域で, 隣接する丸瀬布北部地域にまたがる。その分布は, 上古丹四号川上流から上古丹川中流, 立牛三十五線川・同三十五線林道, 立牛川上流域まで, 層理に準平行なNE-SW ~ NNE-SSW方向で分布する。全体としてNW ~ Wに30°~50°傾き, 一部は急立する。この地層は北見富士の北東麓でN-S方向の走向を示すようになり, 白滝図幅地域丸瀬布川支流砂金沢川上流へ連続すると推定される。なお, 岩相構成などから, 本層は本地域北方興部地域の<sup>るろち</sup>瑠椽層(長谷川・魚住, 1975)に対比される可能性が大きい。

上古丹層は, 塊状砂岩・含礫砂岩・泥岩とそれらの混在岩相からなる複数の砂岩ユニット(Us)および泥岩と緑色岩類(g)からなる複数の泥岩ユニット(Um)から構成される。一部に礫岩(Ucg)をはさみ, 断層によって挟まれて出現する鱗片状泥岩ユニット(ph)もこの地層に一括した。立牛川流域など, 南部では砂岩ユニットがよく発達し泥岩ユニットは少ない(第12図)。それに対して北部は泥岩および緑色岩類の比率が大きい(第13図)。見かけの厚さは, 北部で約2,200m, 南部では約1,000mであり, 見掛けの下位に分布する上丸層とは断層で接するものと推定される。



第14図 墨流し状の砂岩泥岩(上古丹川上流)

砂岩ユニット (Us) は全体として中上部に薄層理互層が卓越し、中部および下部に砂岩・砂泥混在岩が発達する。薄層理互層の砂岩はしばしば膨縮し、「墨流し」状に泥岩と入り混じっており (第14図)、一部では砂泥混在岩ⅠからⅡへと変化するのが観察される。砂岩は灰色～暗緑灰色を呈する細粒～中粒の石質～長石質ワッケで、火山岩片・堆積岩片に富み、一般に黒雲母を含む。しばしば砂岩には径数 mm ～数 cm の泥岩クラストが含まれる。含礫砂岩層は含礫砂岩・礫岩・砂岩の径 8 cm ～ 5 m 前後の礫からなる、砂泥混在岩Ⅱ a である。含礫砂岩や礫岩は径 0.5 ～ 2 cm のチャート・酸性凝灰岩・砂岩の円礫と多量の泥岩同時礫 (最大径 40 cm) からなり、基質は砂岩である。基質の泥岩とブロックの砂岩はしばしば入り混じり、泥質基質中に酸性凝灰岩・チャートの円礫が散在することがある。これらには石灰質団塊の破片 (径数 10 cm) を含むことがある。

礫岩層は立牛川の 36 線橋南約 500 m 付近や、上古丹川右岸支流に見られる。径最大 15 cm 程度の緑色珪長質凝灰岩～珪質泥岩 (チャート) や、砂岩、泥岩の円礫からなる。少量の泥岩クラストを含む。これらの珪質泥岩は白亜紀前期型の放射虫化石を含む。

泥岩ユニット (Um) は泥岩を主とし、緑色岩類 (g) をはさむ。緑色岩類は主に玄武岩質枕状溶岩 (厚さ 10～50 m) であり、玄武岩・ドレライトシート (厚さ数 m ～ 10 m) を伴う。これらは斜長石あるいは斜長石・単斜輝石の斑晶をもつ玄武岩およびドレライトで、変質鉱物として方解石・緑泥石・ブドウ石などが認められる。ほとんどの場合網状に方解石あるいは沸石類 (主としてローモンタイト) の細脈が発達する。残存する単斜輝石の化学組成は、Leterrier et al. (1982) の  $Ti - (Ca + Na)$  図で subalkaline,  $(Ti + Cr) - Ca$  図で non-orogenic basalt のそれぞれ領域にプロットされ、MORB と考えられている日高帯の他の緑色岩体のそれと共通した特徴をもっている (田近・岩田, 1994)。

泥岩と緑色岩類の関係は、上古丹支流林道 (六号) (第15図) や立牛三十五線林道 (第16図, 第17図) ののり面で観察できた。風化が著しく関係の検討は難しいが、両者の関係には次のような特徴がある。枕状溶岩や玄武岩脈には急冷周縁相がみられるが、泥岩の受けた熱的影響は確認できない。ドレライトには急冷周縁相がみられ、これに接する泥岩は熱変成を受けて黒雲母ホルンフェ

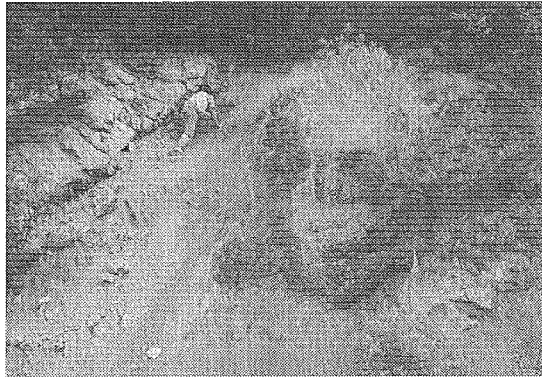
ルスとなっている。玄武岩と泥岩の境界面は不規則な形態を示し、玄武岩にはしばしば泥岩ゼノリスを含む。また、周囲の砂岩や泥岩に著しい変形がみられないことなどから、この緑色岩類は外来の岩塊ではなく、泥岩の堆積する場所で堆積物が未固結～半固結の状態で貫入したものと考えられる。

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

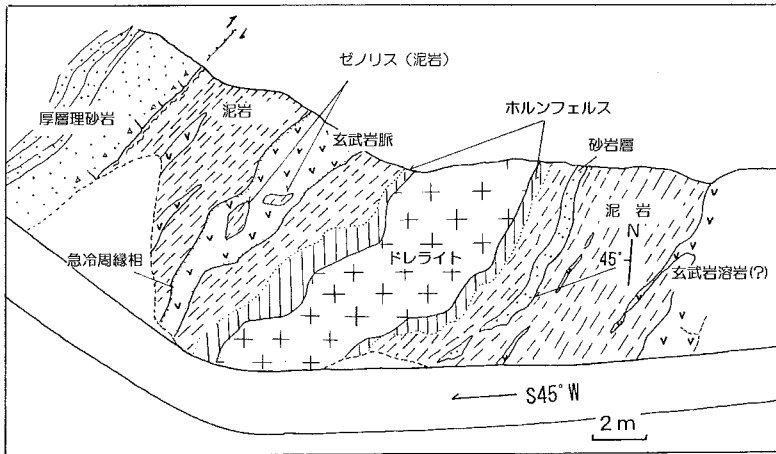
後述のように上古丹層からは、下部漸深海帯～深海帯に生息する底生有孔虫 *Bathysiphon alexanderi*, *Haplophragmoides?* sp., *Cribrostomoides?* sp., *Trochammina* sp. が産出することから、この地層は玄武岩質海底火山活動のみられる海底リフトの谷底で堆積したものと推定されている (田近・岩田, 1994)。



第15図 上古丹層枕状溶岩とそれに挟まれる黒色泥岩 (上古丹支流林道)。一部は断層で接する。



第16図 上古丹層泥岩に貫入する玄武岩脈（立牛35線林道の切土法面）。第17図の左側の部分。



第17図 上古丹層泥岩に貫入する玄武岩脈・ドレライトシルのスケッチ（立牛35線林道の切土法面）

#### IV. 4. 3 立牛層 (Ta, Tm, Taa, ph)

田近ほか (1988) の命名, 田近 (1992), 松波 (2002) の再定義による. 田近・岩田 (1989), 田近 (1989) の「しよこつがわ渚滑川層」もこれに含まれる. 模式地は中立牛の立牛川沿い. 泥岩主体の地層であり, 上古丹川では上古丹層の上位に整合

的に重なるように見える。層厚はみかけ上5,000m程度である。本層は北隣の滝上地域渚滑川沿いでは、北西傾斜で瑠椽層の下位に位置するものの、堆積構造からみると全層が逆転しており、瑠椽層の上位の地層と考えられる（田近ほか、1983；松波、2002）。

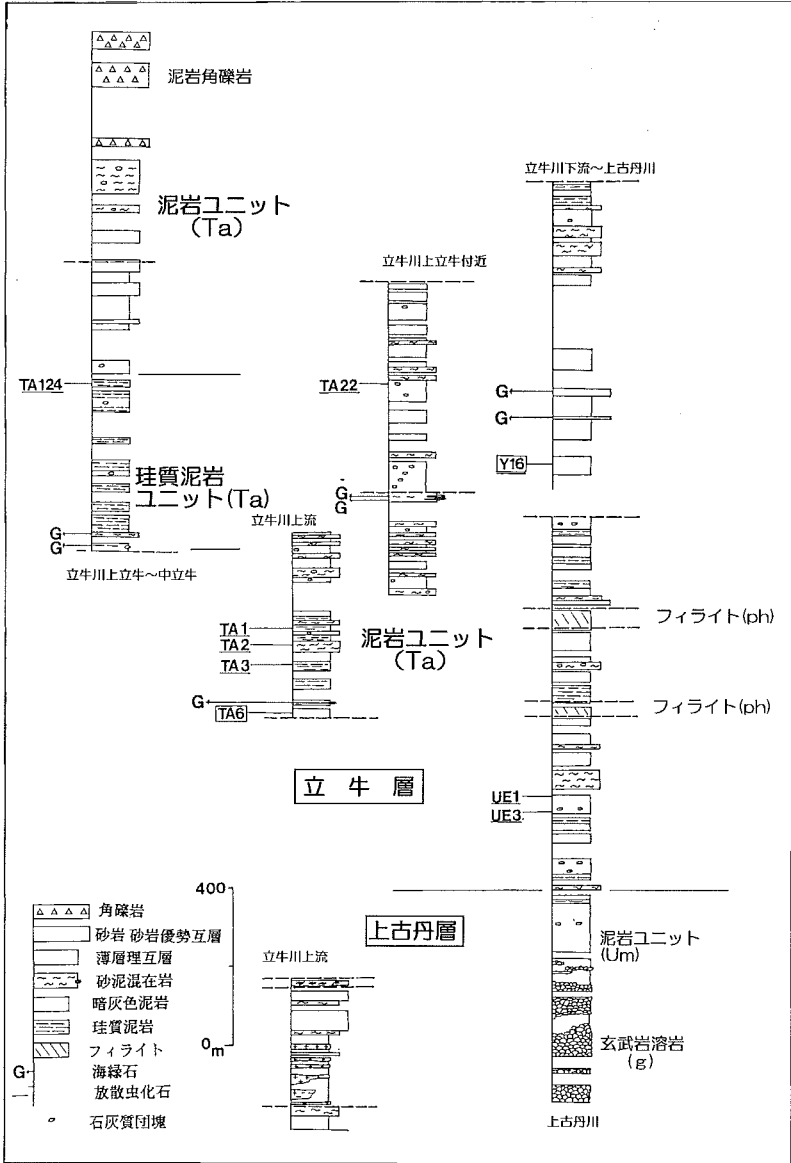
本層は岩相から、泥岩（Ta）、珪質泥岩（Tm）、泥岩優勢砂岩泥岩互層（Taa）および断層に伴う葉片状・鱗片状泥岩（ph）の4つの岩相ユニットに区分できる（第18図）。そもそも堆積構造が不明瞭なため相互の関係の把握は難しいが、概ね泥岩層（Ta）から泥岩優勢砂岩泥岩互層（Taa）までの順に累重するものと見られる。

泥岩ユニット（Ta）は立牛層の主要な地層であり、暗灰色泥岩を主体として砂岩薄層を伴い、しばしば石灰質団塊を含む。まれに厚い砂岩や珪質泥岩を挟むことがある。中粒～細粒砂岩は一般に明瞭な成層構造を示さず、部分的にレンズあるいは「墨流し」状に変形していることが多い。この変形は未固結時の構造的な変形に見えるが、パイプ状に見えるものもあり、生物擾乱によるものが含まれる。本層の砂岩にはしばしば特徴的に海緑石を含むものがある。海緑石は立牛川上流や上古丹川下流の砂岩質な部分の最上部または生物擾乱(?)を受けた砂岩中に含まれており、楕円形あるいはそれらの集合体として不均質に散在する。鏡下では雲形～不定形の微細な結晶の集合体であり、基質や化石放射虫殻内部を充填するものや板状のタイプがある（第19図）。

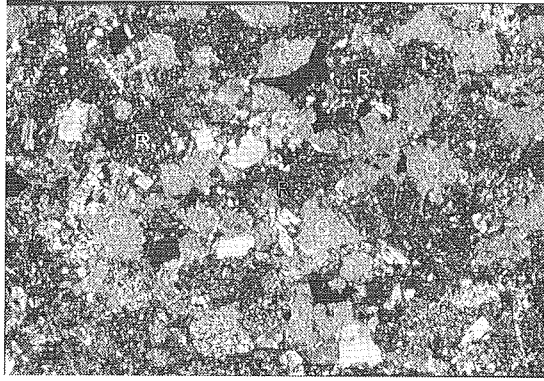
なお、中立牛の立牛二十線～二十四線附近の泥岩はしばしば角礫状を呈する。泥岩の数cm～数10cmの角礫から構成され、基質は同質の泥岩からなる。新第三系の基底部の角礫岩にも類似するが、第三系の分布とも不調和であり、成因などは今後の課題である。

珪質泥岩ユニット（Tm）は立牛二十九線～上立牛付近に分布し、見かけの層厚は800m程度である。数cm～15cm程度の厚さで成層した黒色～暗茶灰色珪質泥岩を主体とし、暗灰色泥岩と一部互層する。見かけ上、泥岩層（Ta）の間に挟まれるように分布するが両者の関係は不明である。類似の黒色～暗茶灰色珪質泥岩層は滝上地域の滝下付近の渚滑川沿いに見られ、両者は同一の地層と推定される。田近・岩田（1989）および田近（1989）の「渚滑川層」はこの部分を指している。珪質頁岩はガラス光沢と貝殻状断口をもち、鏡下では再





第18図 立牛層の見かけ下部 (南側) の岩相構成 (柱状図)



第19図 立牛層海緑石砂岩の顕微鏡写真. R：岩片, G：海緑石. 横全幅が約 4 mm.

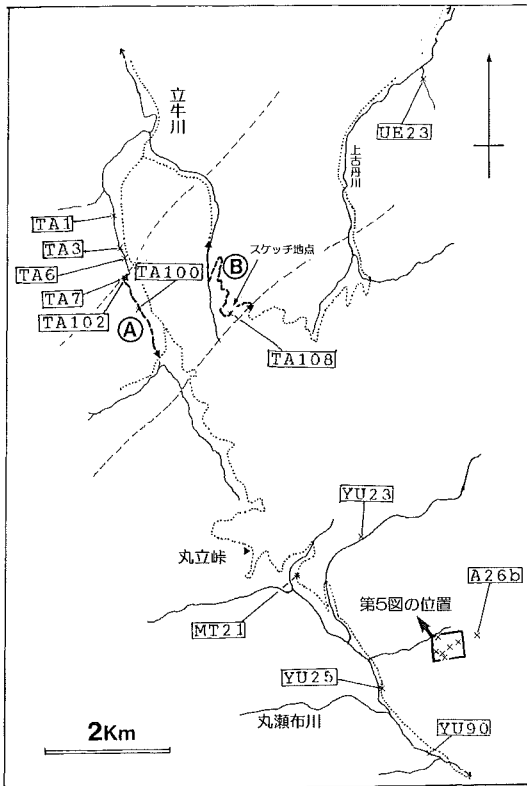
結晶化した珪藻と放散虫殻が見られる.

泥岩優勢砂岩泥岩互層ユニット (Taa) は主に暗灰色泥岩からなり, しばしば厚さ 2 ~ 3 cm 以下の砂岩薄層と整然とした (coherent) 互層を成す. 部分的に石灰質団塊を含む. 見かけの層厚は 2,000m 以上である.

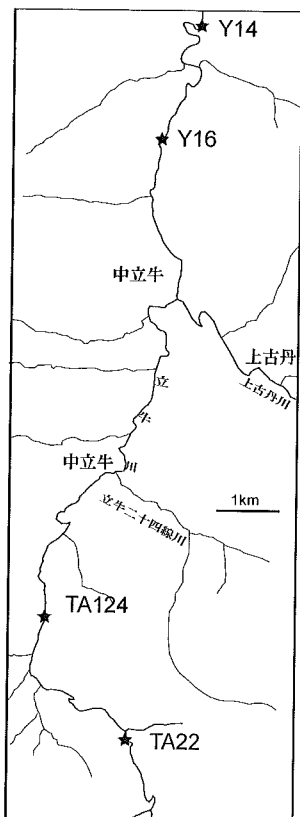
立牛層の見かけの最下部 (TA-6) からは, 上古丹層と同様の下部漸深海帯有孔虫化石を産出する. 一方, それらの見かけの上位に位置するとみられる泥岩 (Y-16) からは, *Lenticulina* sp., *Archaeoglobigerina* sp. などの石灰質有孔虫化石が産出する. これらのことと, 海緑色砂岩・珪質頁岩の存在から, 立牛層は上古丹層に比べ浅海的なベーズンフロア～スロープベーズンで堆積したものと推定されている (田近・岩田, 1992).

#### IV. 4. 4 産出化石と年代

東部地域（E帯）の日高累層群からは断片的に放散虫化石・有孔虫化石の産出が報告されている（Iwata and Tajika, 1989；田近・岩田, 1992）。これによれば、メランジュのブロックからはジュラ紀後期および前期白亜紀の放散虫が、また泥岩や泥質基質からは主に後期白亜紀を示す放散虫化石が産出する。白亜紀末から古第三紀はじめにかけての放散虫化石の生層序については、再堆積の問題や個々の種のレンジなどに不明確な点がある。また、本地域の北方に分布する瑠璃層<sup>るろち</sup>からは、始新世に対比される放散虫化石が報告されている（君波ほか, 1990）。このようなことから、東部地域（E帯）の日高累層群の年代は古第三紀始新世までさかのぼる可能性がある（松波, 2002）。



第20図  
丸立峠周辺の微化石分析試料の採取地点。×印が採取地点。AとBはそれぞれ立牛川上流と立牛35線林道の柱状図(第12図)の作成ルート。



第21図  
立牛川ぞいの微化石分析試料の採取地点。星印が採取地点。

Iwata and Tajika (1989), 田近・岩田 (1992) および岩田・田近の未公表資料によれば, この地域の日高累層群からは以下の化石が産出する。産出位置は第9図, 第20図, 第21図に示す。

(1) 上丸層: メランジュブロック

Yu-25 暗緑色～黒色チャートブロック ジュラ紀後期 (オックスフォードアン～キンメリッジアン)

*Eucyrtidium* (?) *ptyctum*, *Stylocapsa* (?) *spiralis*, *Ristola boesii*, *Zhamoidellum mikamense*, *Hsuum* sp., *Tricolocapsa* sp., *Dictyomitra* sp., *Eusyringium* (?) sp., *Paronaella* sp., *Archaeospongoprunum* sp.

A-23 淡紅色石灰岩チャート互層岩塊中のチャート 前期白亜紀 (バランジニアン～バレミアン)

*Sethocapsa cetia*, *Ristola boesii*, *Emiluvia* sp., *Pseudodictyomitra carpatica*, *Eucyrtis micropora*, *Thanarla pulchra*, *Podpbursa triacantha*, *Sphaerostylus lanceola*, *Siphocampium* cf. *ruttermi*, *Paronaella* sp., *Napora* sp.

A-26b 緑色珪質頁岩ブロック 前期白亜紀 (バランジニアン～バレミアン)

*Stauropaera septemporatus*, *Acaeniotyle umbilicata*, *Thanarla conica*, *Sphaerostylus lanceola*, *Eucyrtis micropora*, *Obesacapsula* cf. *rotunba*, *Sethocapsa* sp., *Napora* sp., *Paronaella* sp., *Archaeospongoprimum* sp.

A-21 緑色珪質頁岩ブロック 前期白亜紀

*Sphaerostylus lanceola*, *Sethocapsa uterculus*, *Acaeniotyle umbilicata*, *Archaeodictyomitra* sp.

A-14 チャートブロック 前期白亜紀 (バランジニアン?)

*Archaeodictyomitra* spp., *Pseudodictyomitra* cf. *carpatica*, *Ristola boesii*, *Sethocapsa* cf. *cetia*, *S.* cf. *langenaria*, *Thanarla* cf. *conica*

A-7, A-13, A-18 緑色～灰色チャートブロック 前期白亜紀?

*Sethocapsa* aff. *langenaria*, *Sethocapsa* spp.

Yu-23 黒色チャートブロック 時代不詳

*Sethocapsa* spp., *Tricolocapsa* spp.

(2) 上丸層: メランジュ基質または泥岩

A-2 緑色凝灰質泥岩 (メランジュ基質?) 後期白亜紀 (カンパニアン～マーストリヒチアン)?

*Amphipyndax enesseffi*, *A. tylotus*, *A. stocki*, *Stichomitra* cf. *asymbatos*, *Alievium* cf. *gallowayi*, *Pseudodanulophacus fiorescens*, *P. lenticulatus*, *Phaseliforma* cf. *laxa*, *Dictyomitra multicostata*, *D.* cf. *rhadina*, *D. koslova*, *Archaeodictyomitra* cf. *lamellicostata*, *Pseudodictyomitra* sp. A and B, *Cornutella californica*, *Lithatractus pusillus*, *Stichomitra campi*, *S. livermorensis*, *Spongosaturnalis lateralis*, *Myllocercion* cf. *acineton*, *Schadelfusslerus* cf. *echtus*, *Kuppellellia* sp. など.

Yu-90 緑色凝灰質泥岩 (基質?) 白亜紀後期?

*Bathropyramis campbelli*, *Phaseliforma* cf. *laxa*, *P.* spp., *Orbiculiforma* cf. *monticelloensis*, *Stichomitra* cf. *campi*, *Dictyomitra multicostata*, *Spongodiscus* spp.

MT-21 珪質泥岩 白亜紀後期～古第三紀暁新世？

*Phaseliforma* spp., *Lithostrobus* sp., *Bathropyramis campbelli*, *Stylosphaera* cf. *goruna*

(3) 上古丹層

Ue-23 礫岩中の灰色チャート礫 前期白亜紀放散虫

*Eucyrtis micropola*, *Ristola boesii*, *Thanarla conica*, *Archaeodictyomitra aplalium*, *Sethocapsa trachyostraca* など

TA-7 礫岩中の緑色チャート礫 前期白亜紀？放散虫

*Podp bursa* sp., *Sethocapsa* sp., *Stichomitra* sp., *Acaeniotyle* sp., *Archaeodictyomitra* sp. など。

TA-100, TA-108 泥岩 膠着質殻有孔虫 (bathyal zone)

*Bathysiphon alexanderi*, *Haplophragmoides* sp., *Cribrostomoides* sp., *Trochammina* sp.

(4) 立牛層

TA-1 泥岩 後期白亜紀？

*Bathropyramis campbelli*, *Cornutella californica*, *Lithatractus pusillus*, *Praestyllophaera* cf. *hastatus*, *Patelula* (?) sp.

TA-3 泥岩 後期白亜紀？

*Bathropyramis campbelli*, *Lithatractus pusillus*, *Patelula* (?) sp.

TA-6 泥岩 膠着質有孔虫 (bathyal zone)

*Bathysiphon alexanderi*, *Haplophragmoides* sp., *Cribrostomoides* sp., *Trochammina* sp., *Stilostomella* sp.

TA-6 泥岩 後期白亜紀？

*Bathropyramis campbelli*, *Diacanthocapsa* sp., *Praestyllophaera* cf. *hastatus*

TA-22 泥岩 後期白亜紀？～古第三紀？

*Bathropyramis campbelli*, *Cornutella californica*, *Diacanthocapsa* cf. *ovoidea*, *Lithatractus pusillus*, *Orbiculiforma* sp., *Praestyllophaera* cf. *hastatus*, *Spongurus* cf. *marcaensis*

TA-124 珪質泥岩 後期白亜紀? ~ 古第三紀?

*Amphipyndax stocki*, *Bathropyramis campbelli*, *Diacanthocapsa* cf. *ovoidea*,  
*Praestyllophaera* cf. *hastatus*, *Orbiculiforma* sp., *Spongurus* sp.

Y-14 泥岩 後期白亜紀?

*Lithatractus pusillus*, *Orbiculiforma* sp., *Phaseliforma* cf. *laxa*, *Spongurus* sp.

Y-16 泥岩 石灰質有孔虫

*Lenticulina* sp. (底生), *Archaeoglobigerina* sp. (浮遊性)

#### IV. 5 南部地域の日高累層群 (Hd, ss, ch, g)

##### IV. 5. 1 オセウシ川流域~北見富士山麓

オセウシ川の上流から立牛川最上流の北見富士山麓にかけての日高累層群 (Hd) は、主に NNW-SSE 走向に分布する比較的整然とした地層からなり、泥岩を主体とする。部分的に塊状砂岩・砂岩優勢互層 (ss) をはさむ。相互関係は不明であるが、緑色岩類 (玄武岩; g) をはさむことがある。また、赤色チャート (ch) のブロックをはさむことがある。砂岩・泥岩は花崗岩類の周辺で黒雲母ホルンフェルスとなっている。

上古丹層や立牛層と断層で接すると推定される。本図幅地域を含め、南部地域の日高累層群から化石の産出報告はない。

##### IV. 5. 2 上雄柏地域

上雄柏の南のオシラネツプ川沿いからその支流パンケプシュナイ川下流にかけて分布する日高累層群 (Hd) は、泥岩を主体とし、石灰質団塊や珪質泥岩・緑色泥岩 (ch) を伴う。部分的にやや厚い砂岩を挟むことがある。泥岩は黒色やや珪質で角礫状の部分がある。珪質泥岩や緑色泥岩はしばしばレンズ状に膨縮し時に褶曲する。砂岩は泥岩クラストを含む中粒砂岩である。パンケプシュナイ川下流では緑色岩類 (玄武岩溶岩; g) がみられる。これらの地層はほぼ、NE-SW 性の走向を示し NW または SE 側に傾斜する。これらは岩相的には、D 帯の上興部層に類似するが、その関係はあきらかではない。

パンケプシュナイ川中流から上流の日高累層群は泥岩を主体とし、いわゆる墨流し状に変形した砂岩を交える。下流域では東西の走向を示すことが多いが、上流域では隣接するオセウシ川流域と同様に NNW-SSW 方向の一般走向を示

すようになる。

イワナ沢川上流の日高累層群は泥岩を主体とし、一部で砂岩・泥岩互層となり、墨流し状に変形した砂岩を処々に交える。まれに、明緑灰色のチャート質泥岩および緑灰色の極細～中粒砂岩を挟むこともある。地層の走向は一般に NS～N40°W 方向で、地層の傾斜は45～90°である。所々ではほぼ東西方向で直立の珪化岩・石英脈で貫かれることがあるが、これは新第三紀の岩脈群と一連の火山（マグマ）活動によるものと思われる。下流側の新第三系（上支湧別層）との近接部では一部で角礫化した破砕帯がともなわれることがある。

#### IV. 5. 3 滝西東方地域

滝上第三区付近の渚滑川ぞいからシュトルマップ川上流にかけての日高累層群は、比較的整然とした薄層理砂岩泥岩互層を主体としている。ほぼ、NE-SW 性の走向を示し一般に NW 側に傾斜する。この一般走向は上述の立牛層の泥岩優勢砂岩泥岩互層と一致しており、これらの延長部の可能性もある。上雄柏川～チケレペオベツ川では20°～55°の比較的緩やかな傾斜であるが、構造は一定せず部分的に著しい閉じた数 m～10数 m の波長の小褶曲を示す。西側および北側で上興部層・札滑層・サクルー層と断層で接すると推定されるが、明確ではない。

### IV. 6 日高累層群堆積岩の組成

#### IV. 6. 1 砂岩のモード組成

立牛地域を含む日高帯北部の日高累層群砂岩は、全体として基質に富む石質砂岩であり、以下のような特徴をもつ（第22図；田近，1992）。

D帯の上興部層・札滑層（および西興部層）の砂岩は組成上のばらつきが大きく、淘汰度や円磨度は一般に低い。火山岩の量比は大きく、主に安山岩質岩からなり玄武岩質岩もみられる。多くの試料で不安定成分であるスコリアや軽石を伴う。石英含有量は0.2～10%と極めて少ない。石英のほとんどは単結晶石英であり、波動消光するものは少ない。ユニット別にみると、札滑層において特に火山岩片の量が多い。QFR 図では magmatic arc provenance の領域にプロットされ、中の川層群ないし湧別層群の組成に類似した特徴を示す。本地域の砂岩の供給源としては、堆積盆に比較的近い火成活動の活発な未発連な島弧



であった可能性が高い。

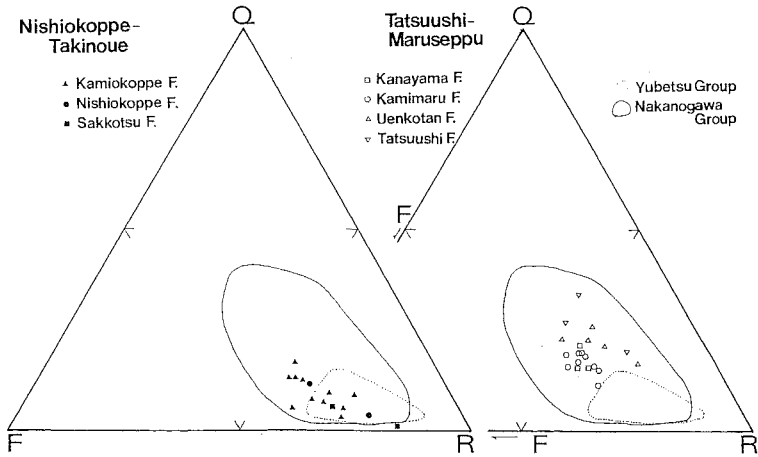
E帯の立牛層・上古丹層・上丸層の石質砂岩は上興部層・札滑層（および西興部層）の試料に比べ、明らかに石英含有量が多く（9～22%）、火山岩片が少ない。石英は単結晶石英が主体であるが、どの試料にも多結晶石英が含まれる。長石類では量は少ないが微斜長石やパーサイトが認められる。岩片は火山岩片が最も多く、珩長質火山岩や同質凝灰岩を主とし、ついで安山岩質岩が多く、玄武岩質岩を伴う。堆積岩として放散虫化石を含む珩質頁岩およびチャートが普遍的に認められる。なお、上古丹層礫岩中の灰緑色チャート礫からは上述のように白亜紀前期とみられる放散虫化石が認められている。その他に酸性深成岩起源とみられる岩片や片状構造をもつ泥質岩が認められ、その量は上興部層・札滑層（および西興部層）に比べ多い。モード組成からみるとD帯の砂岩よりもやや発達した島弧に由来する可能性が高い。また、岩片や礫に含まれるチャートは白亜紀前期以降に形成した付加体に由来する可能性がある。

#### IV. 6. 2 砂岩の全岩化学組成

日高帯北部の砂岩の全岩化学組成は以下のように全体としてモード組成の特徴と調和的である（田近, 1992）。 $\text{SiO}_2$ は56～67wt.%と低い値を示し、立牛層・上古丹層・上丸層でやや高い砂岩が多い。これは石英・チャート量の反映と見られる。全鉄（TFe）+ MgO や  $\text{TiO}_2$ は上興部層・札滑層のものがやや高い。これは中性ないし塩基性の火山岩の岩片量の反映と考えられる。泥質堆積岩や長石の量によって規制されていると考えられる。興部地域の<sup>るろち</sup>榴椽層の砂岩の分析値はほぼ立牛層・上古丹層・上丸層と同様の領域にプロットされる。

#### IV. 6. 3 泥岩の全岩化学組成

日高帯北部の泥岩・砂岩については、旧工業技術院特別研究「深部鉱物資源のポテンシャルティー評価に関する研究」のなかで全岩化学組成の分析が行なわれた（佐藤ほか, 1986；中島ほか, 1989）。これを見ると、泥岩は $\text{SiO}_2$ が比較的多いものがあり、61～83%でばらつく。これは珩質微化石の有無に対応しているものと考えられる。なお、遠洋性の泥岩に多いとされる MnO がやや多い傾向を示す泥岩は上興部層の赤色泥岩・緑色泥岩や本地域南部の異地性と見られる赤色珩質泥岩である。



第22図 日高帯北部の日高累層群の砂岩のモード組成 (田近, 1992).  
 Q:石英, F:長石類, R:岩片.

## V 新 第 三 系

### V. 1 研 究 史

本図幅地域の中～西部において泥岩および泥岩・砂岩・礫岩互層よりなる新第三系が存在することは、第二次大戦前発刊の10万分の1地質図幅「<sup>こうのまい</sup>鴻之舞」(竹内, 1942)により明らかにされ、モベツ層群のモベツ層と瀧ノ上層が区分されたが、これらは紋別地域の新第三系に適用された地層名である。その構造発達の意義に初めて論究したのは宮坂ほか(1980; 1984)で、北北西—南南東方向の西上がり衝上断層(滝の上断層)を認め、その西側に上支湧別層、東側にオシラネツプ層・北見滝の上層が分布するとし、主体となるオシラネツプ層(層厚2,000m+)の礫岩解析(礫種・花崗岩礫の岩質)、砂岩組成解析およびタービダイト相の古流向解析などから北部日高帯では“ウエンシリ地塁”を中心にして、後期中新世に始まる南部日高帯の山脈化(日高山脈)に先行して、中期中新世前半に山脈化が進行したことを明らかにした。さらに、木村(1981)は日高山脈を中軸とした北海道南半部の構造運動について、後期中新世以降において千島弧外帯の西進運動が重要な役割を果たしたことと、それに関連して千

島弧外帯・内帯境界に右横ずれ剪断帯（「島弧中央断層」）が生じたことを想定した。木村ほか（1982）はその右横ずれ剪断帯の一つの現われとして、上支湧別構造帯（長谷川ほか、1961の「上支湧別」図幅）が存在するとし、同構造帯の形成に先行して、南北方向に上支湧別層が堆積したこと、東西性の圧縮運動により日高累層群の千枚岩が上支湧別層の上に衝上したこと（武華衝上断層の形成）などを指摘した。宮坂ほか（1986）は以上の結果を含めて北海道中軸帯とその周辺の新第三系、特に礫岩組成について検討し、ウエンシリ地塁を含む枝幸一日高帯北部の山地化にともない周辺の堆積域、天北・羽幌・日高・北見滝上地域に、それぞれ増幌層、古丹別層、受乞層・アザミ沢層、オシラネツ川層など礫質岩をとまうタービダイト相が堆積したとしている。その後、渡辺（1988）は本図幅地域の西側に存在する“ウエンシリ地塁”の変形構造について研究し、同地塁は泥岩・粘板岩・千枚岩から構成され、片理面・線構造の発達により特徴付けられ、特にその東部で片理面の発達が著しく南北性右横ずれ剪断帯が分布し、この剪断帯の形成が千枚岩の絹雲母の K-Ar 年代（ $25.0 \pm 1.2\text{Ma}$ ）から、後期漸新世～前期中新世と見なした。なお、ウエンシリ地塁については、その存在は地質図幅「西興部」（中村ほか、1980）で初めて報告され、同「渚滑岳」（松波・紺谷、1981）で南方延長が確認されている。

火山活動・鉍化作用・熱水活動の立場からは、本図幅地域では10万分の1地質図幅「鴻之舞」（竹内、1942）および宮坂ほか（1980；1984）により、玄武岩、安山岩、石英安山岩および流紋岩などの東北東～西南西～東～西の貫入方向が卓越する岩脈群が報告されている。

本地質図幅西側地域については、地質図幅「上川」（藤原ほか、1970）および同「渚滑岳」（松波・紺谷、1981）により、藻瀬狩山～渚滑岳～天塩岳地域に、下位よりモセカルシュナイ川層（緑色変質の安山岩質凝灰角礫岩・火山角礫岩相主体で上部に同質の安山岩溶岩はさむ）、渚滑岳溶結凝灰岩（石英安山岩質溶結凝灰岩主体で、一部で異質礫一日高累層群泥岩・砂岩の細～巨礫主体一含む凝灰角礫岩）および似峽層（日高累層群堆積岩類と花崗岩類・ホルンフェルスなどの角～亜円の細～大礫主体の礫岩相とときに砂岩・泥岩との互層、下部の一部はモセカルシュナイ川層類似の変質安山岩・凝灰角礫岩相）が重なり、累計で2,000m 程度の厚さの中新世火山噴出物・礫岩層の存在が明らかにされ

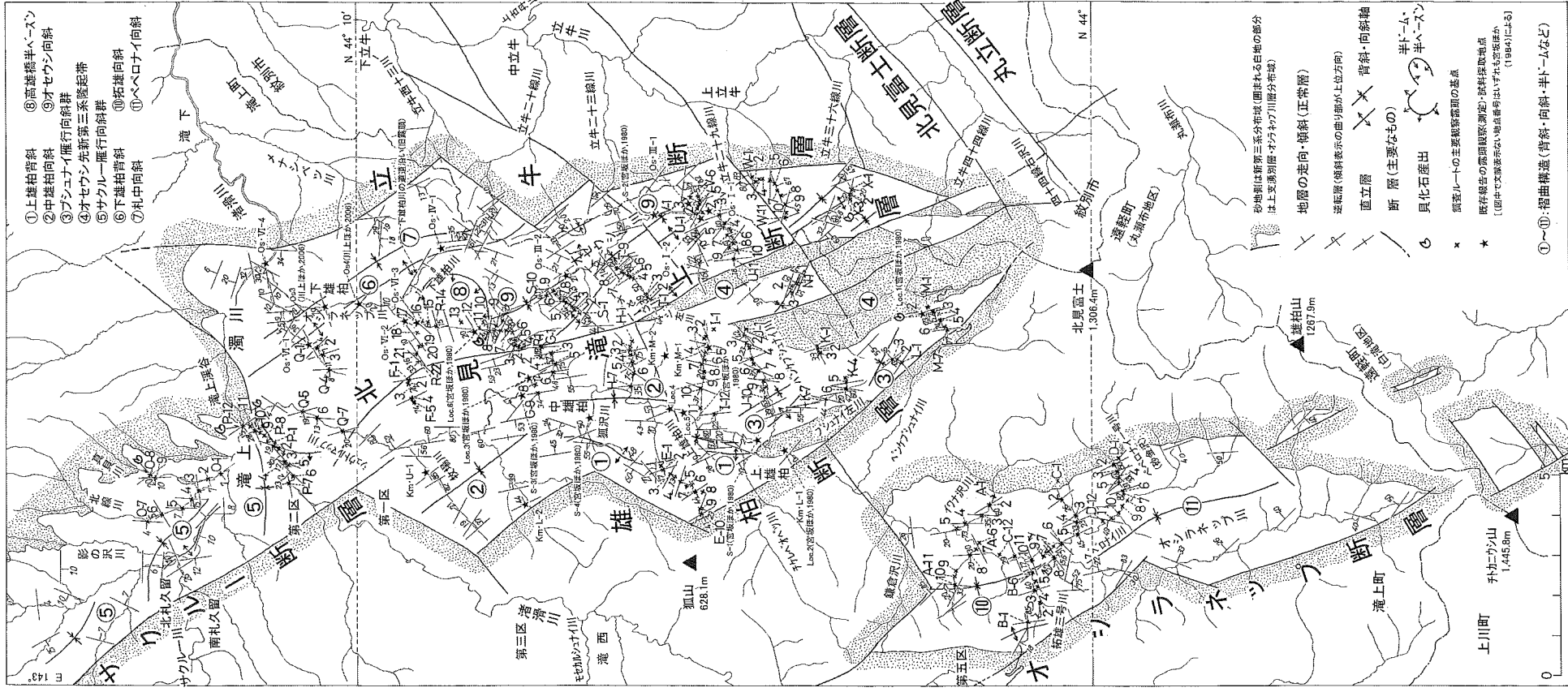
ている。松波・紺谷 (1981) はこれら一連の堆積物は北東-南西方向にのびた長軸27km × 短軸15km の火山性堆積盆地に堆積したもので、その堆積盆地は断層により多角形の形で境界のある陥没盆地と見なしている。なお、渚滑岳溶結凝灰岩については、興水・金 (1987) が $11.6 \pm 0.9$ Ma の FT 年代、渡辺・山口 (1988) が $11.3 \pm 0.6$ Ma の K-Ar 年代を報告しており、これら一連の堆積物の年代は13~10Ma 頃 (中期中新世後半) と見なされている (八幡, 2002)。

一方、本地質図幅東~南側地域については、地質図幅「丸瀬布北部」(八幡ほか, 1988), 同「遠軽」(田近・八幡, 1991), 八幡・西戸 (1990; 1995) および八幡 (1997) などが調査研究を進めている。13.5~11.5Ma (中期中新世後半) の堆積物として火山活動を反映した鴻之舞層 (層厚最大800m 程度の海成層で、下部: 頁岩主体で基底部砂岩礫岩, 上部: 泥岩・頁岩・砂岩・凝灰岩の互層で石英安山岩・安山岩質火砕岩類をとまなう) および北見富士層下部 (変質した安山岩・石英安山岩質火山噴出物) が堆積したが、11.5Ma 以降においては東西圧縮のテクトニクス場に起因した広域の上昇運動が生じた結果、南北方向の紋別-上士幌地溝帯を形成して11.5~8.0Ma, 8.0~6.0Ma および6.0~2.0Ma の時期に大きく分かれて、陸成の珪長質火山噴出物が堆積したとされる。11.5~8.0Ma の時期には、主に流紋岩・石英安山岩質溶岩・火山角礫岩・凝灰角礫岩・その他の各種火砕岩より構成される藻別層・北見富士層などが堆積したが、一部には、玄武岩質火砕岩主体の留岡層が堆積している。8.0~6.0Ma の時期には、陸域で噴火・堆積した火山岩・火砕岩類 (珪長質主体で一部安山岩・玄武岩質)・湖沼堆積物の社名淵層・生田原層・矢矧層などが堆積した。6.0~2.0Ma の時期には、鴻之舞付近では火山岩の噴火・堆積は知られていないが、留辺蘂付近の留辺蘂層・鮮新世火山岩類と滝ノ湯層・大和層、北見富士地域の円山溶岩・八号沢溶岩、上支湧別地域のヌカナン川溶結凝灰岩・トコロ川層・クマネシリ溶岩・中山溶岩・武華溶結凝灰岩など、一部で湖沼堆積物をとまなう陸成の火山噴出物 (安山岩質主体) が主要なものである。この時期のものについては、山岸 (1976), 木村 (1982), 岡 (1986) において、上支湧別構造帯など千島弧方向の断層群に支配された火山活動と陥没盆地群の形成に結びついたものとの指摘がある。

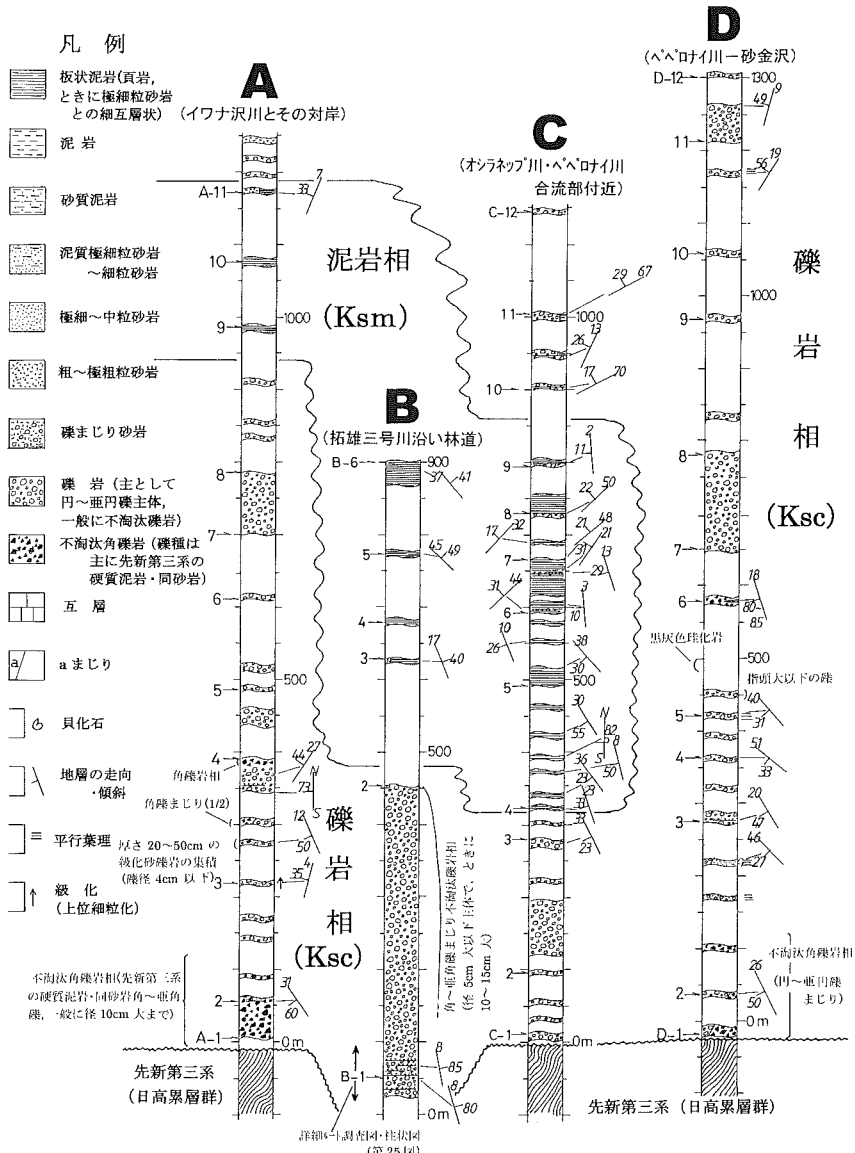
## V. 2 堆積岩および溶岩など

上支湧別層・オシラネップ川層については、本図幅地域とその周辺では右雁行状の配置を取って、先第三系分布域内の2つの断層角盆地として分布し、それぞれ北北西—南南東方向に延び、右雁行状の配置を取る。南部のものはオシラネップ川上流域にあり範囲が比較的狭く、上支湧別層のみが分布する。北部のものは北見富士北方からオシラネップ川中・下流域からサクルー下流域から<sup>うつつだけ</sup>麓岳南西山麓のサクルー川支流方面に延び範囲が広く、中軸を走る東側上がりの大逆断層（北見滝上断層）を境にして、西側に上支湧別層が、東側にオシラネップ川層が分布する。両層について、多数のルート（A～X）について柱状図を作成し詳しい岩相解析を行った。各ルートの主要観察露頭位置について、地質構造の調査結果（地層の走向・傾斜、褶曲軸および断層）とともに第23図に示した。両層の取り扱いについては、オシラネップ川層が上支湧別層より上位にくるものとして地質図に表現したが、上支湧別層の上部（泥岩相；Ksm）とオシラネップ川層の下部（泥岩・砂岩互層；Onm）は一部同時期の可能性がある。そのことを考慮すると、両層は全体として3,000mあまりの層厚が推計される。





第23図 上支湧別層・オシラネツブ川層の調査各ルートの主要観察露頭位置と地質構造の調査結果  
 (地層の走向・傾斜, 褶曲軸および断層)



第24図 オシラネップ川上流域の上支湧別層のルート柱状の対比図



## V. 2. 1 上支湧別層 (Ksc, Ksm)

地質図幅<sup>かみしゅうべつ</sup>「上支湧別」(長谷川ほか, 1961), 同「石狩岳」(斎籛ほか, 1960), 同「北見富士」(酒匂ほか, 1964) および同「白滝」(国府谷ほか, 1964) の上支湧別層に相当し, 模式地は「上支湧別」図幅地域である. 地質構造的にはオシラネツ川上流域(南部の断層角盆地) およびシュウトルマップ川中流域からオシラネツ川中流域の範囲(北部の断層角盆地の北見滝上断層の西側)に分布する. 層厚は1,000~1,300で, 礫岩相(Ksc)と泥岩相(Ksm)に分けられる.

### オシラネツ川上流域の上支湧別層

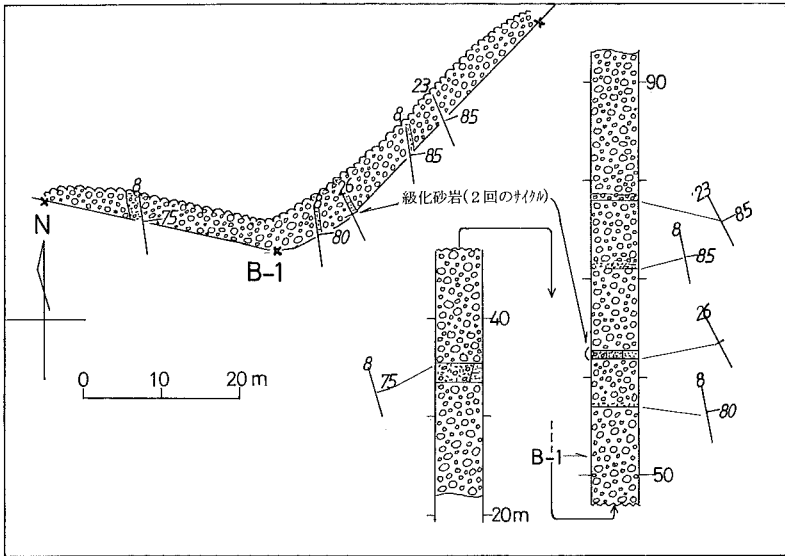
第24図に示すように, 北からAルート(イワナ沢川とその対岸), Bルート(拓雄三号川沿い林道), Cルート(オシラネツ川・ペペロナイ川合流部付近) およびDルート(ペペロナイ川一砂金沢)について, ルート柱状図を作成した. 本層は全体として層厚が1,300mに達し, 主に礫岩相(Ksc)よりなるが, 向斜軸部などで泥岩相(Ksm)が発達することがあが, 両相の関係は同時異相関係である.

Kscは下半部では不淘汰角礫岩で径10cm大前後の先新第三系硬質泥岩・砂岩礫を主体とするが, 角~亜角礫の割合が $1/3 \sim 1/2$ に達し, 時にほぼ100%になることがある(A-1・2). 礫岩基質も同質で不淘汰な砂である. Bルートではその下半部は角~亜角礫まじりの不淘汰礫岩相と同様に礫種は先第三系岩で, 礫径10cm大以下主体だが, ときに20cm大に達し, 亜円~円礫が過半を占める. 詳細柱状図(第25図)に示すように, まれに厚さ数10cm以下の級化砂岩(タービダイト)をはさむことがあり, 地層の走向・傾斜が明瞭となる. A・DルートではKscの上半部は不淘汰円~亜円礫岩である.

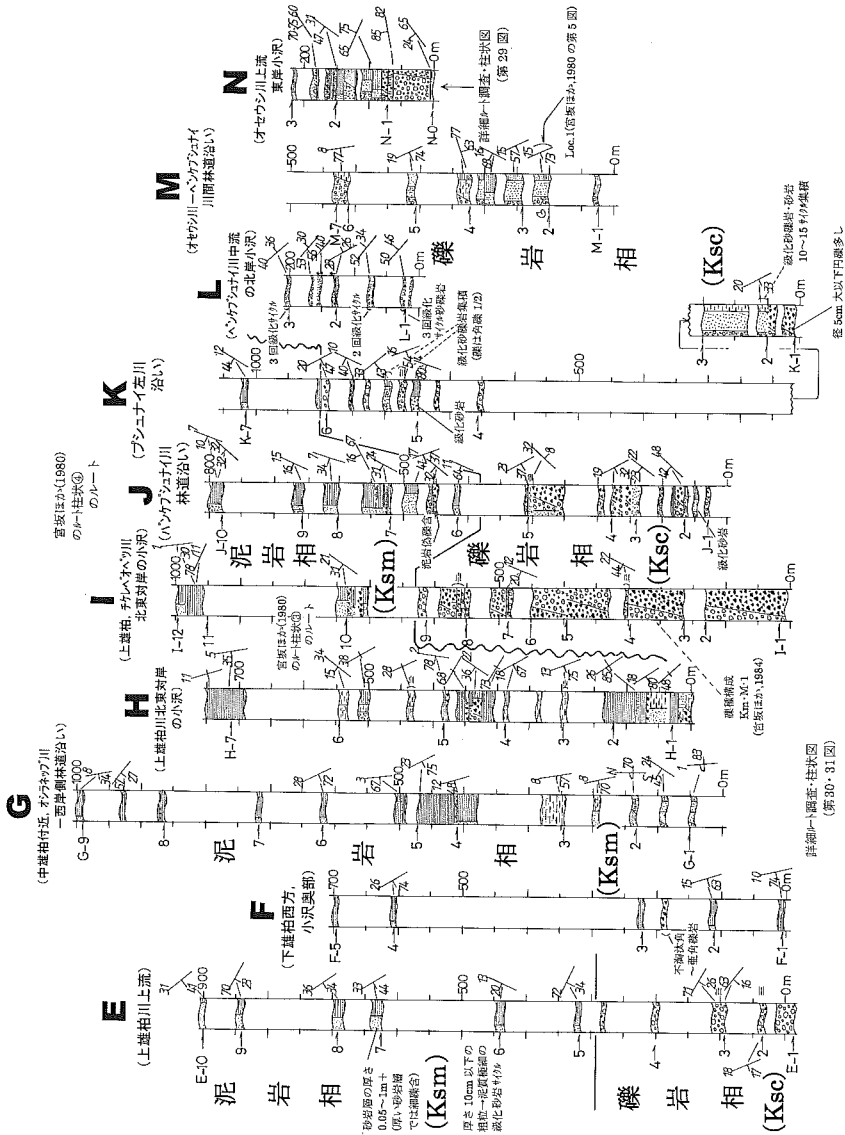
KsmはCルートで模式的な分布があるが, 黒灰色の板状泥岩(頁岩)を主体とし, ときに厚さ数mの不淘汰亜円~円礫岩(礫径10cm大以下), 厚さ10cm以下の級化砂岩を挟むことがある.

本地域の上支湧別層は「立牛」図幅地域からその南の「白滝」図幅地域に広がり, 全体としてオシラネツ川本流と支流のペペロナイ川に沿ってほぼ南北方向に分布するが, 地質構造的には全体として雁行する2つの向斜(北の拓雄<sup>たくゆう</sup>向斜, 南のペペロナイ向斜)を成し, 地層はN10~30°Wの走向で45°前後の

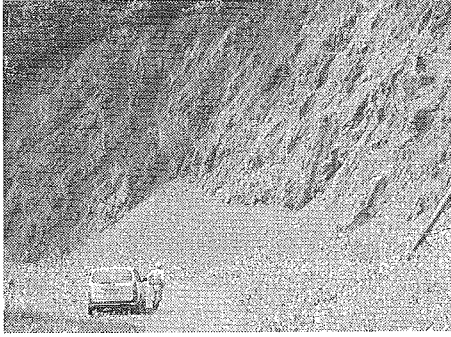
傾斜である（地質図，第23図）．周囲の先新第三系（日高累層群）との関係は一般には顕著な不整合関係であるが，分布域の東側および西側では断層により接している．特に，西側の境界断層は本図幅ではオシラネツ断層と呼ぶことにした．境界断層付近は地層は急立，複雑な小褶曲，破碎帯などとなり，先新第三系部分も破碎・角礫化が進み，新第三系と先新第三系の識別が困難な場合も多い．



第25図 Bルート（拓雄三号川沿い林道）B-1地点付近の上支湧別層のルートマップおよび詳細柱状図  
岩相の凡例は第24図に準ずる．



第26図 シュウトルマツップ川中流域からオシラネツップ川中流域の上支湧別層のルート柱状の対比図  
 凡例は第24図に準ずる。



第27図  
Mルート（オセウシ川ーペンケ  
プシュナイ川間林道沿い）の上  
支湧別層露頭写真（M-2地点）



第28図  
第27図の左下の拡大写真

#### シュウトルマップ川中流域からオシラネツ川中流域の上支湧別層

第26図に示すように、北からEルート（上雄柏川）、Fルート（下雄柏西方の小沢奥部）、Gルート（中雄柏付近のオシラネツ川と西岸側林道沿い）、Hルート（上雄柏川北東対岸の小沢）、Iルート（上雄柏のチケレベオベツ川北東対岸の小沢）、Jルート（パンケプシュナイ川林道沿い）、Kルート（プシュナイ左川沿い）、Lルート（ペンケプシュナイ川中流の北岸小沢）、Mルート（オセウシ川ーペンケプシュナイ川間林道沿い）およびNルート（オセウシ川上流の東岸小沢）についてルート柱状図を作成した。本層は全体として層厚が1,000m 前後であり、主に礫岩相（Ksc）と泥岩相（Ksm）より成るが、Kscが相対的に下部を、Ksmが同じく上部を構成しており、北見滝上断層沿いの部分では北部ではKsmが主体を成す。両相の関係は一般的には整合関係であ

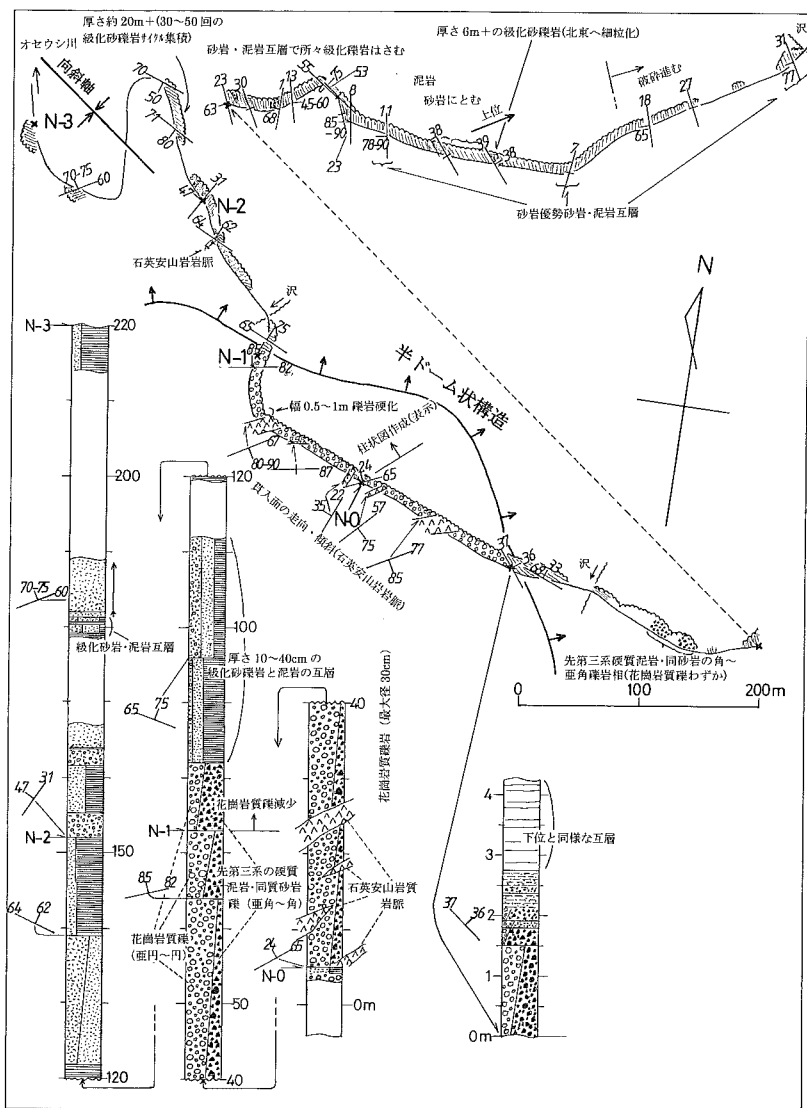
るが、一部同時異相関係である。

Ksc は I ルートに模式的な分布があり、層厚は上支湧別層全体のその過半を占め、600m あまりである。全体として先新第三系硬質泥岩・砂岩礫を主体とする不淘汰礫岩であり、角～亜角礫と亜円～円礫が混在するが、一般に下位ほど角～亜角礫の割合が多く、不淘汰角礫岩となる。礫径は最大30cm 前後に達する。ときに砂岩薄層をはさむことがある。宮坂ほか (1984) は本ルート of Ksc 下部について礫種構成を解析し (試料採取地点・番号 Km・M-1)、粘板岩 (硬質泥岩) 60%、砂岩 (硬質砂岩) 30% 弱、その他チャートなどという結果を示し、本ルートの北側の沢での解析結果 (Km・M-2) もほぼ同様である。Ksc は本ルート以南で発達するが、J・K・L ルートでは級化砂岩・砂礫岩の薄層を所々で挟み、地層の上位方向や構造の把握に役立つ。M ルートでは林道沿いに Ksc が層厚400m あまりで、好露出が続く (第27・28図)。数 m 以下の厚さの級化砂岩・砂礫岩 (サイクル) の集積層より成り、ときに板状泥岩 (頁岩) が20m 前後の厚さで発達することがある。本ルートについては宮坂ほか (1980) も観察を行い、M-2地点 (Loc.2) では含礫砂岩中より、*Acila* sp., *Yoldia haboroensis* UOZUMI, *Serripes notabilis* (SOWERBY), *Mercenaria chitamaiana* (YOKOYAMA), *Peronidia* cf. *t-matsumotoi* (OTSUKA), *Nepitunea* sp., *Natica* sp. などの築別化石動物群 (Uozumi, 1957) 近縁の海棲貝化石群が散点的に産出することを報告している。E ルートは、F～M ルートがほぼオシラネツ川の東側で北見滝上断層に隣接し、中雄柏向斜―プシュナイ雁行向斜群の東翼側に位置するのに対して、オシラネツ川西岸側で、上雄柏背斜の西翼にあり、地質構造的位置が異なっている。このルートでは Ksc は先新第三系岩の亜円～円礫岩より構成され、礫径は最大30cm で不淘汰であるが、所々礫径が均一な部分が層状に入る。上雄柏背斜の南へ続く、先新第三系隆起部の西側周辺 (オシラネツ川河床) では先新第三系の上を不整合関係で緩傾斜でおおう Ksc 不淘汰角礫岩が観察できる (宮坂ほか, 1980の Loc.2)。N ルートは北見滝上断層とその西側に並列する断層間の地溝状の沈降部に位置する。ここでは北へ突出する半ドーム状構造と北西―南東方向の小向斜構造が存在する。林道に沿って、露出が続くが (第29図)、半ドームの西半部・向斜南西翼側について厚さ200m あまりの層序が明らかになる。詳細柱状図 (第29図) に示すよ

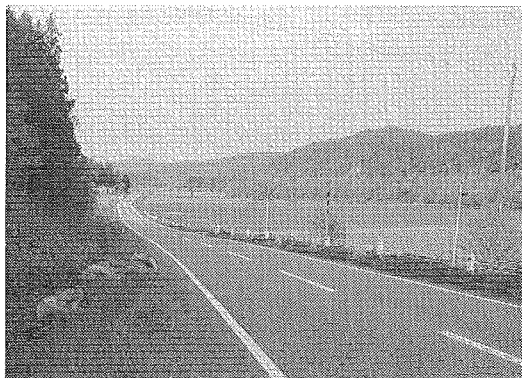
うに、その下半部は最大径30cmの花崗岩質礫岩で、先第三系硬質泥岩・同砂岩の角～亜角礫を含むが（構成割合1/3程度）、最上部では花崗岩質礫の割合が減少する。花崗岩質礫は円～亜円磨のものが主体である。花崗岩質礫が卓越的に多いことについては、地質図で明らかなように、本ルート南側に先新第三系の花崗岩体（Gr）の小分布が存在することが指摘できる。

Ksmはオシラネツ川とオセウシ川の分岐点付近の中雄柏～下雄柏地域（第30図）のGルートで模式的な分布がある。第31図の同地域の詳細地質図（Gルートのルート調査結果も示す）に示すように、北見滝上断層から中雄柏向斜の軸部に向かって、約1,000mの層厚部が認められる（第32図）。その下部は泥質極細粒砂岩・極細～細粒砂岩の細互層と不淘汰砂岩（級化不明瞭）のそれぞれ50cm以下の厚さの互層で、砂質岩卓越の特徴があり、ときに含岩片・軽石凝灰岩（帯青緑色で海緑石化）など、わずかに火山噴出物をはさむことがある（G-1地点）。中～上部は板状泥岩（頁岩）主体で、所々極細～細粒砂岩と互層状（泥岩卓越）となり、ときに含泥質砂岩（タービダイト性）をはさむことがある。同様な岩相状況は南側に隣接するHルートでも認められるが、含先新第三系岩角礫の不淘汰礫岩を頻繁にはさむようになる。

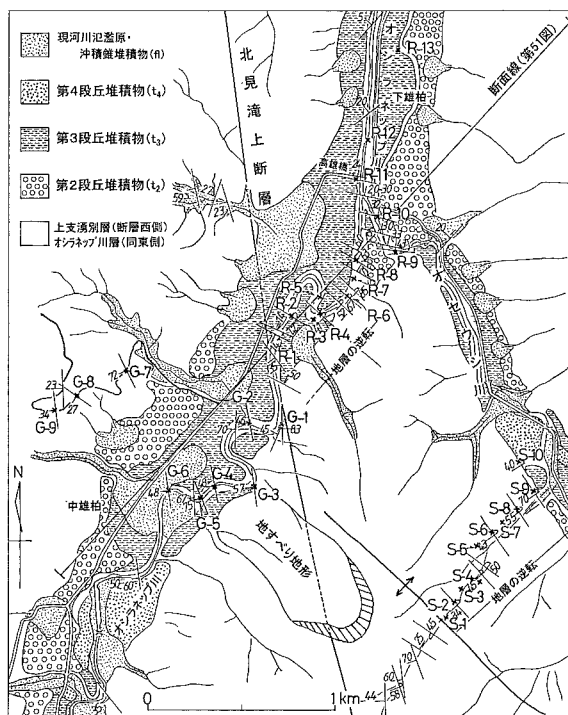
本地域の上支湧別層はほぼ「立牛」図幅地域内において北見滝上断層～オセウシ先新第三系隆起帯の西側に分布するが、地質構造的には全体として北から続く雄柏向斜～プシュナイ雁行向斜群の向斜構造とその西側の上雄柏背斜～先第三系隆起域の背斜構造を成して分布し、地層の走向はN-SからN30°Wで、傾斜地層は一般に30～40°傾斜であるが、北見滝上断層近接部など所により、直立～逆転となる。（地質図、第23図）。周囲の先新第三系（日高累層群）との関係はオセウシ先新第三系隆起帯の西縁および上雄柏背斜南方延長の先新第三系隆起域では顕著な不整合関係であるが、一般には断層により接している。中雄柏～下雄柏付近では北見滝上断層をはさみ、オシラネツ川層と接するが、後述するように、両者の連続的な移行部は地表では認められない。



第29図 Nルート（オセウシ川上流の東岸小沢）詳細柱状図・ルートマップ  
柱状図の凡例は第24図に準ずる。



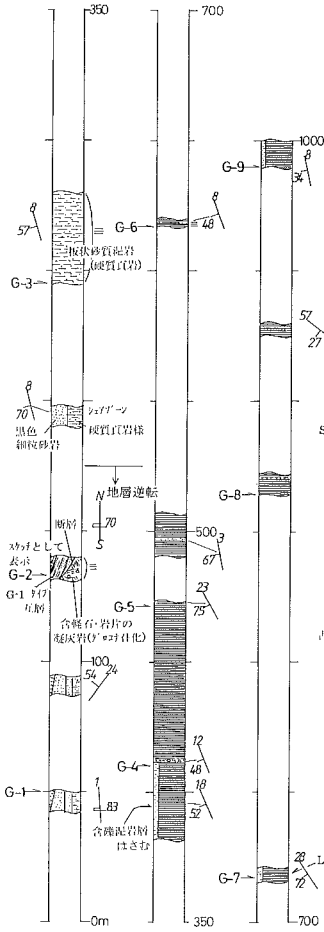
第30図 中雄柏から下雄柏付近を眺める（第31図地質図地域の風景写真、道路は第3段丘に載る）



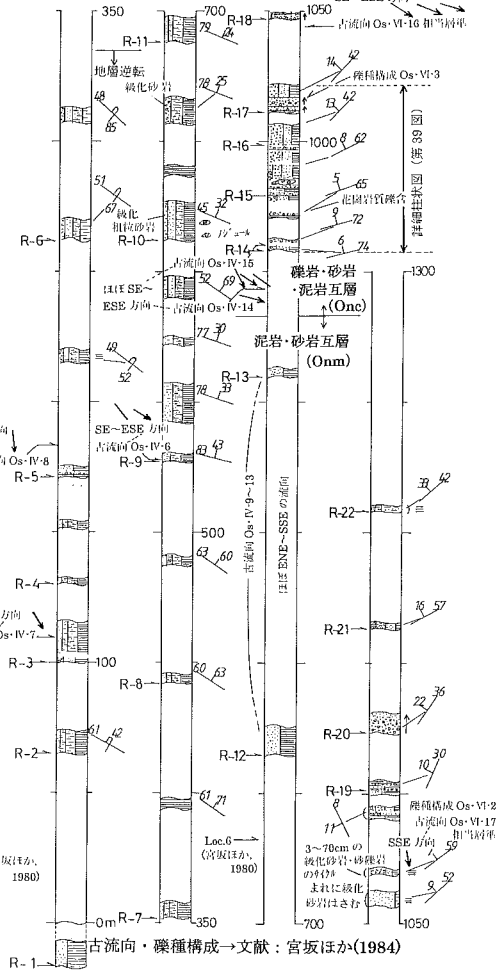
第31図  
オシラネッ川・  
オセウシ川分岐点  
付近の詳細地質図  
(GおよびRル  
ートのルートマップ)



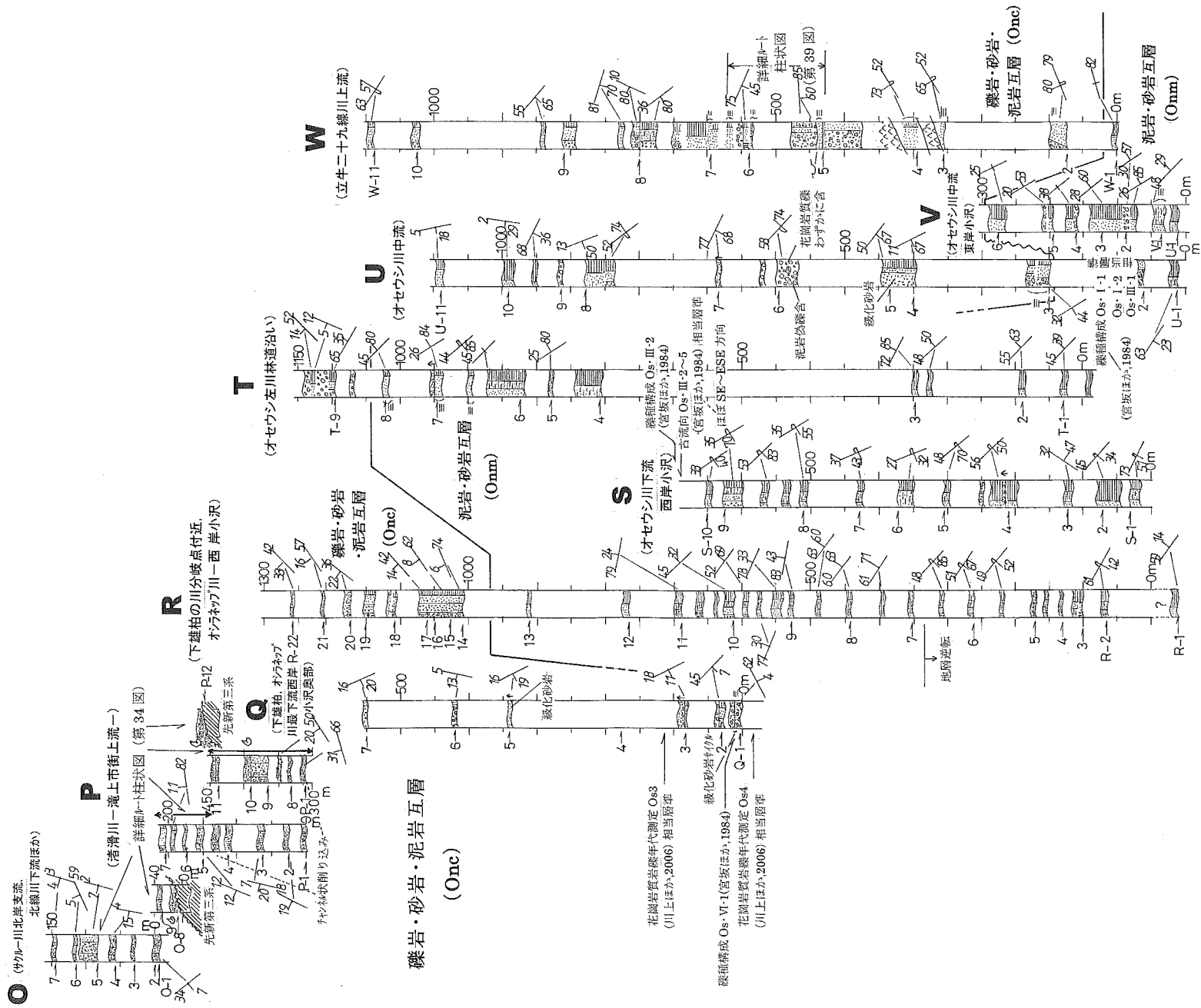
Gルート(北見滝上断層の西側; 上支湧別層)



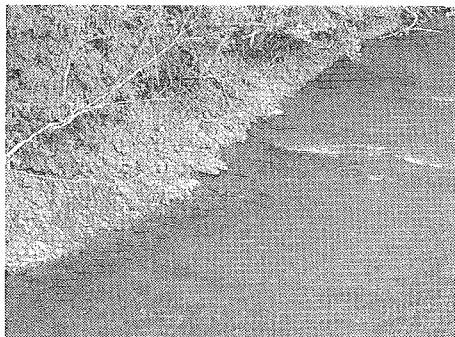
Rルート(北見滝上断層の東側; オシラネツ川層)



第32図 GおよびRルートの詳細柱状図  
凡例は第24図に準ずる。



第33図 北見滝上断層東側のオシラネツ川層のルート柱状の対比図  
 凡例は第24図に準ずる。



第34図  
オシラネップ川層泥岩・砂岩互層 (Onm), オシラネップ川河床 R-11地点



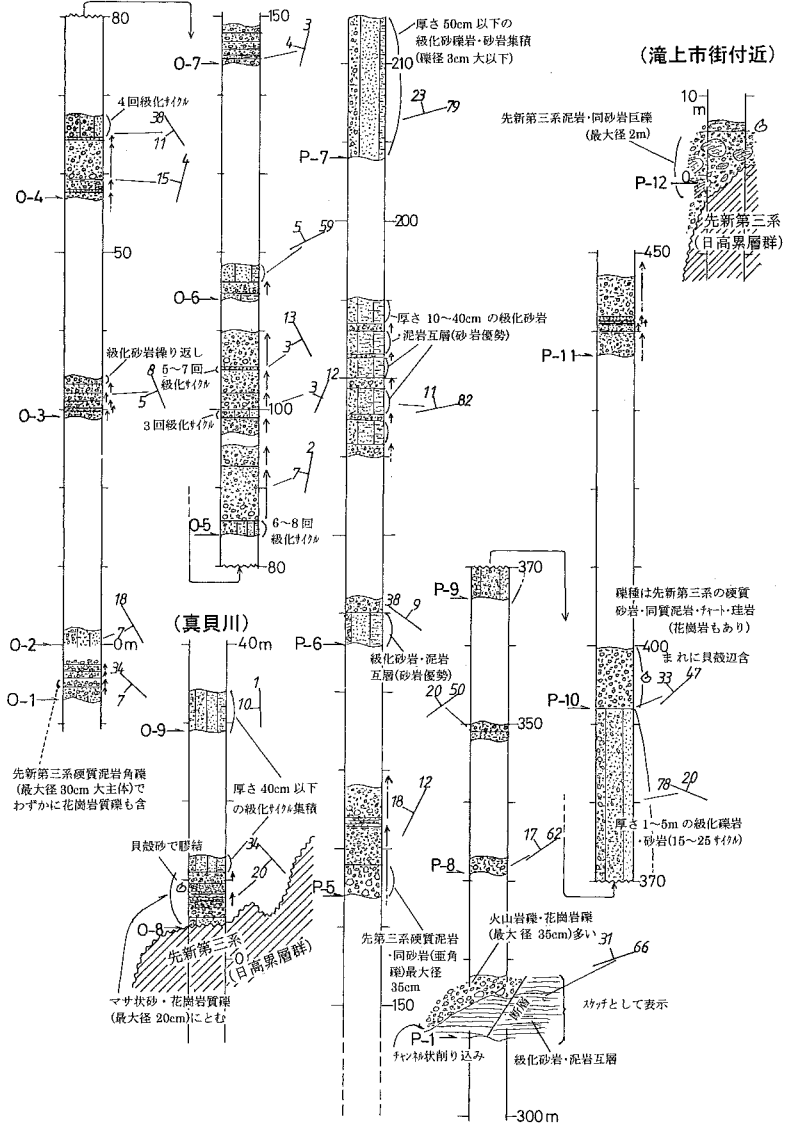
第35図  
滝上第一区の第1段丘面上から滝上市街・サクルー川下流域～蘆岳方面を望む



第36図  
オシラネップ川層礫岩・砂岩・泥岩互層 (Onc), オシラネップ川西岸 R-17地点付近

〇ルート(北線川・真貝川)

Pルート(渚滑川-滝上市街上流-)



第37図 OおよびPルート詳細柱状図

## V. 2. 2 オシラネップ川層 (Onm, Onc)

本地層名は宮坂ほか (1980) が初めて提唱した。宮坂ほか (1980; 1984) のオシラネップ川層に北見滝の上層を合わせたもの、地質図幅「滝上」(松波, 2002) のオシラネップ川層、同「西興部」(中村ほか, 1980) の忍路子層おしよみこに相当し、模式地は本図幅地域のオシラネップ川流域である。

北見滝上断層の東側の地域で、はオシラネップ川下流域と同川支流のオセウシ川中・下流域、立牛川流域の西縁部および「滝上」図幅のサクルー下流域からうつつだけ鬱岳南西山麓のサクルー川支流方面に分布し (第34・35・36・39図)、第33図に示すように、北からOルート (サクルー川北岸支流の北線川下流)、Pルート (渚滑川沿いの滝上市街付近)、Qルート (下雄柏のオシラネップ川下流西岸小沢奥部)、Rルート (下雄柏の川分岐点付近で、オシラネップ川河床～西岸小沢の林道沿い)、Sルート (オセウシ川下流の西岸小沢)、Tルート (オセウシ左川林道沿い)、Uルート (オセウシ川中流)、Vルート (オセウシ川中流の東岸小沢) およびWルート (立牛二十九線川中流) についてルート柱状図を作成した。本層は全体として層厚が2,000m 前後であり、模式的なルートであるRルートを基準にして、相対的な上部である泥岩・砂岩互層 (Onm) と同じく下部である礫岩・砂岩・泥岩互層 (Onc) に区分できる。

Onm は模式ルートであるRルートでは層厚が1,000m 程度で、岩相はGルート Ksm の下部に類似して、泥質極細粒砂岩・極細～細粒砂岩の細互層を主体とし、ときに板状泥岩 (頁岩) となる (第32図, 第34図)。厚さ30cm 以下の級化砂岩を頻繁にはさみ、ときに厚さ1m 程度の級化砂礫岩を挟む。Sルートのすべて、Tルートの最上部を除く大半の部分では、RルートのOnm に類似した岩相が認められる。Uルートの最下部、Vルートの全体およびWルートの基底部についてもRルート Onm 類似の岩相が認められる。宮坂ほか (1984) はUルートの最下部およびVルート相当部にはさまれる礫岩 (Os・I-1, Os・I-2, Os・III-1), SルートのS-10地点直上相当層準の礫岩 (Os・III-2) について礫種構成を解析し、先新第三系の硬質砂岩・粘板岩 (硬質泥岩) ・ホルンフェルスが約90%を占め、その他、チャート・花崗岩および新第三系火山岩などをともなう。さらに、宮坂ほか (1984) はRルートのR-3地点付近 (Os・IV-7), R-5地点付近 (Os・IV-8), R-9地点付近 (Os・IV-6) およびR-12・R-13

間 (Os・IV-9~13) について、S ルートの S-10 地点直上相当層準 (Os・III-2) の級化砂岩 (タービダイト) について古流向解析を行い、ほぼ ENE ~ SSE への流向を復元している。この結果は本図幅地域の西~北西に位置する「ウエンシリ地壘」の上昇により前面に海底斜面が生じ、それを乱泥流 (タービダイト) が下るとすると、妥当な結果である。なお、R ルートの R-11 と R-12 の中間付近の層準では宮坂ほか (1980) により貝化石 *Portlandia hayasakai* UOZUMI, *Malletia* sp. が報告されている (Loc.6)。

Onc は模式ルートである R ルートでは層厚約 300m + であるが、「滝上」図幅内のオシラネツ川下流西岸小沢 (下雄柏) ・シュウトルマップ川下流の Q ルートや滝上市街付近の渚滑川沿いの P ルートおよびサクルー川下流域の O ルートに広く分布し (第 37 図)、全体として 1,000m 程度の層厚が推計できる。R ルートでは第 38 図の詳細柱状図に示すように、級化層 (砂礫岩・砂岩) の厚薄様々なサイクルの集積体であり級化層の最大の層厚は 4 m 程度である。薄い級化層の厚さは 10cm 以下であり、板状泥岩との細かい互層となる。級化砂礫岩はときに泥岩偽礫を含むことがあり、厚い級化砂礫岩の基底はチャンネル状に下位層を削り込んでいる。礫種構成については、宮坂ほか (1984) が本ルートの R-17 地点付近の砂礫岩 (Os・VI-3) および R-19 地点付近相当層準の砂礫岩 (Os・VI-2) について解析し、先新第三系の硬質砂岩・粘板岩 (硬質泥岩) ・ホルンフェルス・チャートが 85~90% 前後を占め、その他、花崗岩などをともなうことを明らかにしている。特に花崗岩礫を 8% 程度含むことが注目される。古流向解析については、同じく宮坂ほか (1984) が R-18 地点付近の級化砂岩 (Os・IV-16)、および R-19 地点付近のそれ (Os・IV-17) について解析し、ほぼ SSE ~ ESE への流向を復元している。

Q ルートは層厚が 550m 程で断片的な露出があるが、その始まりは地質構造にはほぼ R ルートの Onc の始まりに相当し、その岩相は R ルートの Onc に類似する。Q-1 地点の砂礫岩 (Os・IV-1) については、宮坂ほか (1984) が礫種構成解析を行い、先新第三系の硬質砂岩・粘板岩 (硬質泥岩) ・ホルンフェルス・チャートが 65% 前後を占め、花崗岩質岩 15% (その過半は石英斑岩)、新第三系火山岩 15% であることを明らかにしている。川上ほか (2006a) はオシラネツ川本流の 2 地点において、Onc から優白質花崗岩質礫を採取し (試

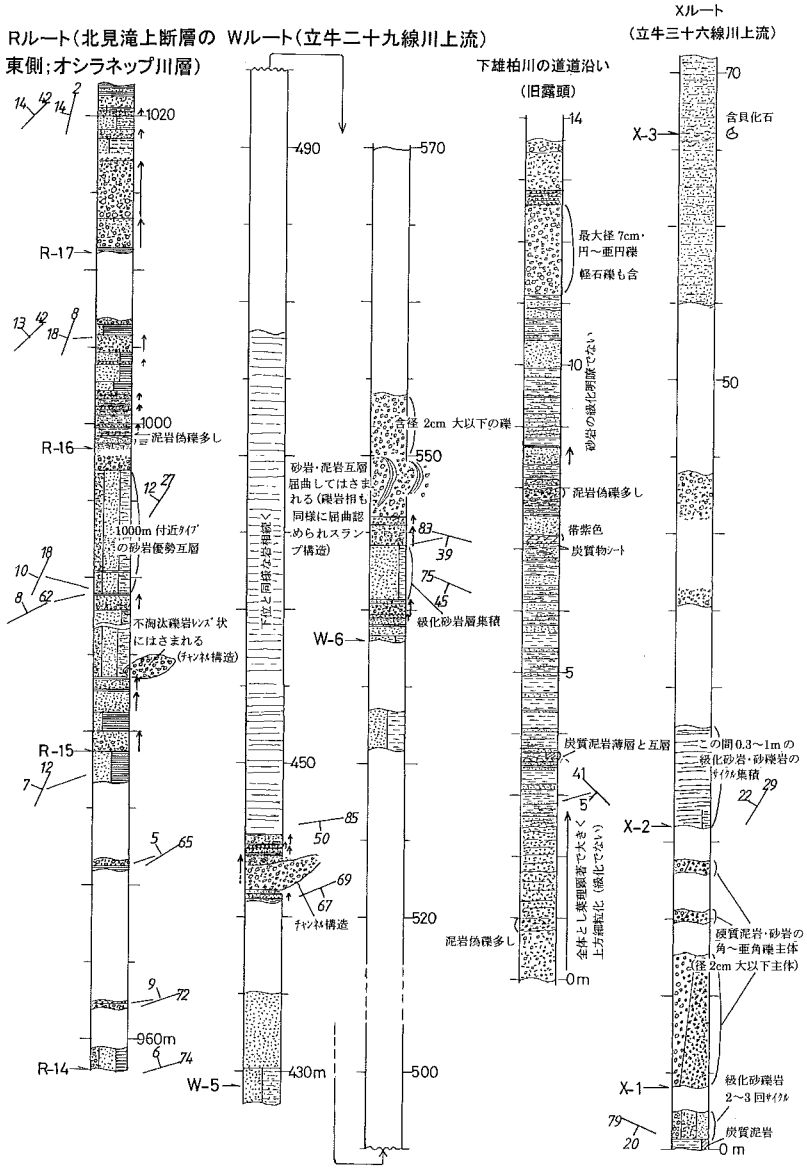
料 Os3・Os4), それぞれ $16.6 \pm 0.6\text{Ma}$ ,  $16.7 \pm 0.7\text{Ma}$  というジルコン FT 年代を明かにしている. これらの試料のうち Os3の採取層準は Q-3付近, Os4のそれは Q-1直下にほぼ相当する. これらの試料の花崗岩質礫はモンゾ花崗岩とされ, 「立牛」図幅地域の西側の下川町の一の橋花崗岩体に供給源が考えられてきたが(宮坂ほか, 1984), 川上ほか(2006a)は, そらが一の橋花崗岩体とは岩質的にやや異なっており, 日高帯の花崗岩体全体の上昇-冷却のプロセスの中で, より高温(より深部)に位置したものが, 中新世の上昇運動に伴い冷却年代を獲得したものとし, 一の橋岩体に特定すべきでないとしている.

O・Pルートは第23図に示すように, 地質構造的にQルートの上に続く, それぞれ200m程度の層厚部が認められるが, 詳細柱状図(第37図)に示すように, 級化砂礫岩の厚薄様々なサイクルの集積体であり, 最大の層厚は10mに達する. Rルート of Oncに比較すると, 砂岩・泥岩細互層の割合が少なくなり, 全体として砂礫岩が卓越するのが特徴であり, サクルー川北東岸側(嶺岳花崗岩体周辺)では先第三系(日高累層群)上にアバット状の不整合関係で重なるのが復元できる. そのような不整合関係は滝上市街(しよこつがわ)の渚滑川・サクルー川分岐点付近(P-12地点), 真貝川(しんかいがわ)(O-8地点)で観察でき, 前者では先第三系硬質泥岩・砂岩の巨礫に富む不淘汰礫岩で一部に貝化石を含み, 後者では花崗岩質礫を含むマサ状砂礫岩で破片状貝化石(貝殻砂)を含んでいる.

Tルートの最上部(オセウシ向斜軸部)およびUルート(第39図)・Wルートのそれぞれ大半はOncとみなしたが, 一部では砂岩・泥岩細互層もはさまれる. Wルートの一部の詳細柱状図を第38図に示すが, 級化砂礫岩では厚さが20m以上に達する場合があり, 中に含まれる砂岩・泥岩互層の形態からスランブ構造が認められ, チャンネル状の削り込み現象が観察できる.

なお, ルート柱状対比図には示さないが, 下雄柏川の道道沿いでは道路工事の際に, 厚さ14mのOncの一部が露頭として出現したが(第38図), 観察によれば, 砂岩・泥岩互層と砂礫岩・砂岩より構成されるが, 泥岩には炭質泥岩がときにはさまれ, 砂礫岩・砂岩は級化現象があまり明瞭でない. さらに, Wルートの南側の立牛三十六線川上流では含貝化石部があり, その付近70mの層厚部の柱状図を第38図に示す.

本地域のオシラネツ川層は「立牛」図幅地域から北側の「滝上」図幅地域



第38図 R・Wルート柱状図の一部詳細部分



内にかけての範囲において北見滝上断層—オセウシ先新第三系隆起帯の東側に分布する。ほぼ「立牛」図幅地域内では、東側の先新第三系分布域とは断層関係であり、地質構造的には全体として右雁行状の褶曲構造を取っている（地質図、第23図）。分布域の南部では東側の先新第三系分布域より延びる NE-SW 方向の断層群によりほぼ3つにブロック化されており、概ね NW-SE の軸方向の小褶曲群より構成され、30~60°前後の急傾斜構造を取る。分布域の北部では北見滝上断層に近接してオセウシ向斜が存在し、オシラネツ川沿いでは地層は断層に接近するに従い、次第に急傾斜となり、やがて逆転する（第31・32図）。オセウシ向斜部の北側では高雄橋半ベーズン、下雄柏向斜、<sup>まつなか</sup>札中背斜が北東方向へ続くが、全体として10~30°程度の比較的緩い傾斜を取っている。「滝上」図幅地域内ではオシラネツ川層の分布域は南西側は北見滝上断層からほぼ連続するサクルー断層で先新第三系分布域と接するが、北東側の麓岳花崗岩体とその周辺の先新第三系分布域とはアバット状の不整合関係である。全体としては右雁行状のサクルー雁行向斜群を構成しており、10~20°程度の緩い傾斜を取る。



第39図 オセウシ川沿いUルート露頭写真

### V. 2. 3 鴻之舞層 (KLC, KL)

地質図幅「丸瀬布北部」(八幡ほか, 1988)の再定義された鴻之舞層こうのまいに一致する。本層は、同図幅によれば藻鼈川流域(鴻之舞地域)や上古丹川上流域うへんこたんに分布し、海成で下部層と上部層に区分される。下部層は砂岩礫岩層 (KLC) と頁岩層 (KL) より成り、上部層はその主部が砂岩泥岩凝灰岩互層 (KU) と火山噴出物 (K1~K7) より構成され、部分的に礫岩砂岩泥岩凝灰岩層 (KUC) になる。

「立牛」図幅内では上記のうち、下部層が上古丹川最上流に分布する。下部層のうち、砂岩礫岩層 (KLC) は上鴻之舞西方の藻鼈川支流や丸瀬布市街西方の松田の沢に断片的な分布があり、層厚は一般に40m前後である。礫岩は先第三系(日高累層群)の硬質泥岩・砂岩の中~細円礫を主体とし、淘汰が良好である。葉理があり、上位の粗粒砂岩(泥岩介在)へ移化する。「立牛」図幅を含む上古丹川最上流では層厚3mで、礫岩(基質は泥質)のみで構成される。頁岩層 (KL) は藻鼈川流域、上古丹川最上流・同支流の一部および松田の沢に比較的広く分布し、層厚は100~470mである。頁岩は一般に黒色~暗灰色塊状を呈し、旧鴻之舞鉱山付近を中心に鉱化変質作用を受け、硬質になっている。

「立牛」図幅を含む上古丹川流域では層厚が100m程度で、全体に黒色のものが多く、日高累層群とは顕著な不整合関係または断層関係で接するが、日高累層群の硬質泥岩と鴻之舞層の頁岩を比較すると、後者の方がより黒く、塊状である。なお、「立牛」図幅の岩相上の扱いとしては、頁岩層 (KL) は小分布で、頁岩は硬質泥岩の一種と見なすため、頁岩層 (KL) は泥岩 (KL) と読み替える。

### V. 2. 4 藻別層 (Mc, Mw)

地質図幅「丸瀬布北部」(八幡ほか, 1988)の再定義された藻別層もべつに一致する。本層は「丸瀬布北部」図幅地域北東部の上モベツ川上流・同支流、立牛川下流域・上古丹川流域と藻鼈川流域の稜線部(立牛岳付近~上古丹川最上流域付近)に分布する。上モベツ川上流・同支流では流紋岩溶岩・石英安山岩溶岩を主とするが、他では陸上で噴火・堆積した酸性火砕岩よりなり、地質図幅「丸瀬布北部」では、上モベツ流紋岩溶岩部層、富美石英安山岩部層、シブノツナイ火砕岩部層、上古丹四号川礫岩部層および白樺峠火砕岩部層に区分されている。

「立牛」図幅内ではこれらのうち、上古丹四号川礫岩部層 (Mc) および白樺

峠火砕岩部層が分布する。上古丹四号川礫岩部層 (Mc) は上古丹三号川上流域～上古丹四号川中流域に模式的に分布し、層厚が50～60mである。礫岩は日高累層群の硬質泥岩・砂岩の中～大円礫を主とするが、淘汰は不良で層理は認められない (一部では亜角～角礫相より成る)。白樺峠火砕岩部層 (Mw) は立牛岳周辺および上古丹川上流域に分布し、模式地の白樺峠付近では石英安山岩質、一部流紋岩質溶結凝灰岩および軽石凝灰岩より成り、層厚は60～130m+である。立牛岳北側の立牛二線沢川最上流部では軽石凝灰岩・凝灰岩角礫岩を主とし、部分的に溶結凝灰岩をはさむ。上古丹川最上流とその東方地域では軽石凝灰岩・火山礫凝灰岩・粗～細粒凝灰岩より成り、異質岩片に富み、再堆積部も認められる。なお、「立牛」図幅の岩相上の扱いとしては、上古丹四号川礫岩部層 (Mc) および白樺峠火砕岩部層 (Mw) は小分布であり、それぞれ固有名は付けない岩相扱いで礫岩・砂岩 (Mc)、軽石凝灰岩・凝灰岩角礫岩・溶結凝灰岩 (Mc) と読み替える。

#### V. 2. 5 幌加湧別溶結凝灰岩層 (Hw)

地質図幅「白滝」(国府谷ほか, 1964) の幌加湧別溶結凝灰岩層に相当する。幌加湧別溶結凝灰岩層は層厚が200m前後で、白滝市街北～東方の標高600～1,100m前後の平坦性のある稜線部に途切れ状に分布し、石英安山岩質で、全体に多量の黒曜石をとまうことに特徴がある。雄柏山<sup>ゆうはくざん</sup> (標高1,267.9m) の南東稜線部には本層の最上部に厚さ約50mの溶岩状の黒曜石岩体 (“白滝黒曜石”) が存在する。「立牛」図幅内には南西端の丸立峠<sup>まるたち</sup>付近で2つの山稜に分かれて分布する。白滝市街北方では、本溶結凝灰岩層の下位<sup>ほろかゆうべつ</sup>に幌加湧別層が層厚150m+で分布する。同層はほぼ水平で、凝灰岩～凝灰質砂岩岩 (下部・上部では軽石質) を主とし、中部に湖成堆積物様の葉理顕著な凝灰質砂岩・泥岩をはさむ。上位に幌加湧別溶結凝灰岩層が整合的に重なり、径4kmやや方状の円形状に分布することなどから、カルデラの可能性の高い湖盆堆積物と考えられている (国府谷ほか, 1964)。なお、幌加湧別溶結凝灰岩層は地質図幅「丸瀬布」(野地ほか, 1967) の鮮新世第1～3溶結凝灰岩、同「北見富士」(酒匂, 1964) の鮮新世末または更新世初期とされる武利溶結凝灰岩へ続く。

#### V. 2. 6 北見富士溶岩 (KtL)

北見富士 (標高1,306.4m) の平坦性のある山頂部 (第40図) を占める暗灰色・

緻密な安山岩質溶岩であり、「白滝」図幅と「立牛」図幅の境界部に分布する。層厚150m 前後。



第40図 ペンケブシュナイ川上流より望む北見富士の西尾根

#### V. 2. 7 層序関係および対比

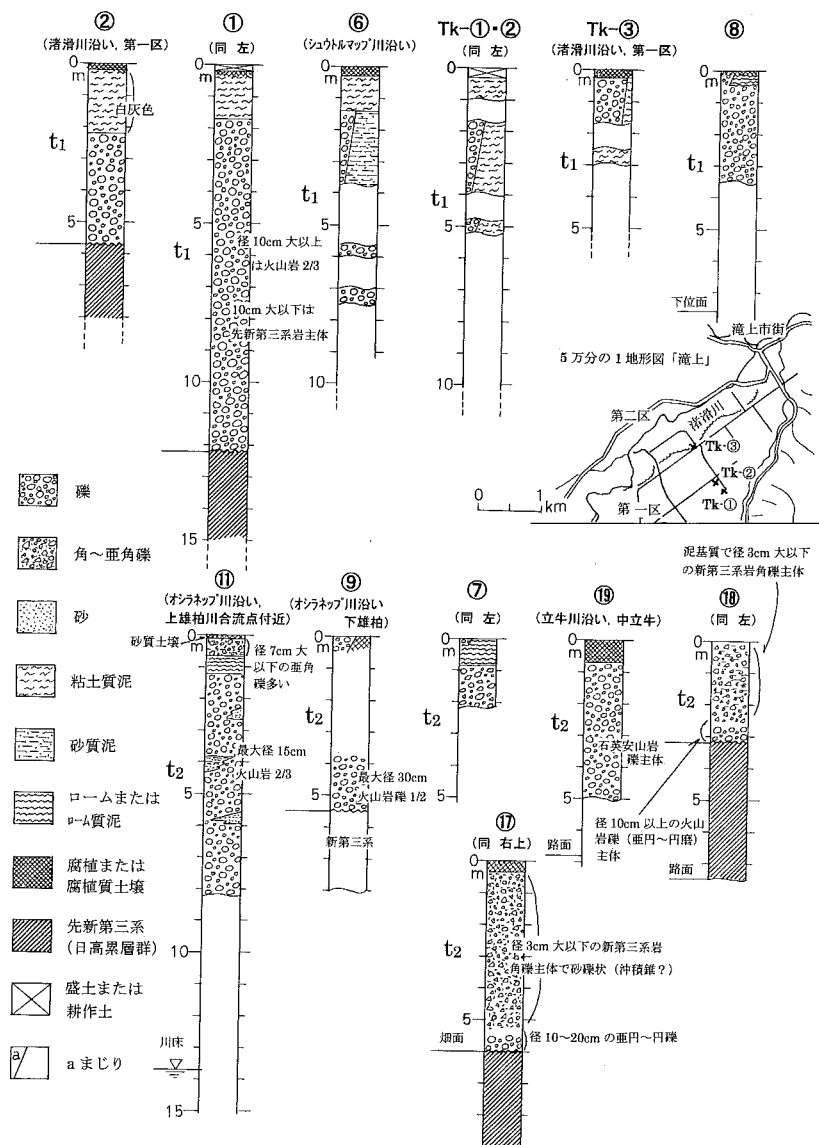
上支湧別層・オシラネツ川層は北見滝上断層をはさみ接しているが、同断層は西側上がりの逆断層で、相対的に上支湧別層が下位、オシラネツ川層が上位と見なされる。両者の層厚は総計で3,000mあまりになる。ただし、G・Rルート<sup>ちくべつ</sup>の断面对比図(第51図)およびルート柱状図(第32図)に示すように、上支湧別層 Ksm とオシラネツ川層 Onm の間には鍵層などが存在せず、厳密な上下関係は明かでない。Ksm の最上部と Onm の最下部は同時期である可能性もある。上支湧別層・オシラネツ川層は化石および岩相の特徴から、北海道北部日本海沿岸地域の中期中新世築別層・古丹別層<sup>こたんべつ</sup>に対比できるとされている(宮坂ほか, 1980)。実際に、上支湧別層 Ksc について、M-2地点(Loc.1)より *Yoldia haboroensis* UOZUMI, *Serripes notabilis* (SOWERBY), *Mercenaria chitaniana* (YOKOYAMA) などの築別化石動物群(Uozumi, 1957)近縁の海棲貝化石群が報告されている(宮坂ほか, 1980)。さらに、Ksm についてG-7地点(Loc.3)などでは *Cyclammina japonica* を多産し、*C. incisa* を伴う有孔虫化石群集が解析され、これは築別層上部の泥岩層を特徴付けるとされる(宮坂ほか, 1980)。オシラネツ川層の Onm について、RルートR-11~R-12間の

Loc.6より貝化石 *Portlandia hayasaki* UOZUMI, *Malletia* sp. の群集が報告されており、これは釧路炭田地域の常室累層とこむろや十勝地域のヌピナイ層の *Portlandia tokunagai*-*Malletia innermis* 群集との類似性が指摘されている（宮坂ほか、1980）。さらに、最近では、川上ほか（2006）は Onc から優白質花崗岩質礫を採取し（試料 Os3・Os4）、それぞれ  $16.6 \pm 0.6$  Ma,  $16.7 \pm 0.7$  Ma というジルコン FT 年代を明かにしており、オシラネツ川層の上部が 17 Ma 頃以降、すなわち中期中新世中頃の地層であることを示唆している。以上のことから、上支湧別層・オシラネツ川層は中期中新世の中頃の地層群と見なされる。

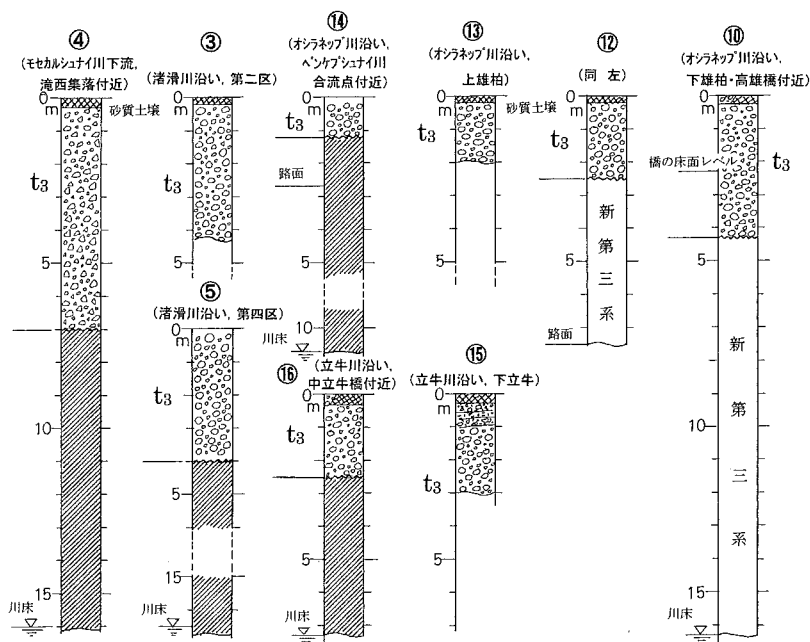
鴻之舞層は「丸瀬布北部」図幅（八幡ほか、1988）では、放散虫化石について *Thecosphaera miocenica*, *Cyrtocapsella japonica*（11～13 Ma の生存期間）、*Plectopyramnis* sp. を産出すること、植物化石については *Fagus antipofi* など西南北海道の中新世前～中期の台島型植物群・阿仁合型植物群に顕著な種が含まれること、凝灰岩角礫岩について 13.8 Ma の FT 年代が報告されており、中期中新世の後期と見なされる。

藻別層は鴻之舞層を不整合におおい、後期中新世であることが明白な社名淵層しやなぶちに不整合におおわれることから、中期中新世と後期中新世の境界付近と見なされる（八幡ほか、1988）。

幌加湧別溶結凝灰岩層・北見富士溶岩は「白滝」図幅内で 1.17～2.32 Ma の K-Ar 年代がある白滝カルデラ火山岩類（八幡ほか、2003）より古いことから、鮮新世の前半頃と見なされる。



第41図 河岸段丘堆積物の柱状図集その1 (第1・2段丘堆積物)



第42図 河岸段丘堆積物の柱状図集その2 (第3段丘堆積物)

## Ⅵ 第 四 系

### Ⅵ. 1 河岸段丘堆積物 ( $t_1$ , $t_2$ , $t_3$ , $t_4$ )

河岸段丘堆積物は西から<sup>しよこつがわ</sup>渚滑川・シュトルマップ川・オシラネツ川・立牛川沿いに分布し、古いもの(高位のもの)より、第1段丘堆積物( $t_1$ )、第2同( $t_2$ )、第3同( $t_3$ )および第4同( $t_4$ )が認められる。観察した露頭の柱状図を第41・42図に示す。

#### Ⅵ. 1. 1 第1段丘堆積物 ( $t_1$ )

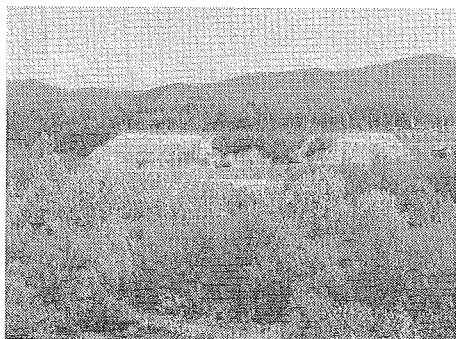
渚滑川沿いおよび立牛川と上古丹川<sup>うえんこたん</sup>の合流部付近(中立牛)に分布する。地質図幅「滝上」(松波, 2002)の河岸段丘堆積物 $t_1$ , 同「渚滑岳」(松波・紺谷, 1981)の第1段丘堆積物に相当する。東岸側では、滝上町第一区付近で比較的広い分布(7 km × 1 km 前後)があり(第3図・第35図), 地質図幅「滝上」

の滝上市街南部まで続く。西岸側では、滝西付近に分布し、渚滑岳に源のあるモセカルシュナイ川および熊出川沿いに隣接の地質図幅「渚滑岳」の範囲内へ延び長さ4.5km×1.5km前後の広がりがある(第43図)。第一区付近の露頭(第41図 Tk-①・Tk-②・Tk-③・⑥・①地点;第44図)の観察結果では、厚さは10~15m程度で、礫相主体で、上部1.5~5mは一部含礫の泥質相(泥~砂質泥)である。礫相は円~亜円摩の中~大礫主体で、径10cm以上では礫種は新第三紀火山岩主体であるが、それ以下では大半が先第三系(日高累層群)堆積岩である。上部の泥~砂質泥相は一部は粘土化し、いわゆる“重粘土”のようになる。段丘面を河川に横断する方向でとらえると、段丘面の前面(河川に近い部分)と背後(周辺山地との境界部)に広い緩斜面を伴い、段丘崖は丸みを帯びていることなどから、このような泥相の形成には氷期のソリフラクションなどの成因が考えられている(小疇ほか編, 2003)。



第43図

モセカルシュナイ川沿いに広がる第1段丘面(滝西;遠景は渚滑川東岸のオシラネツ川流域の山地)



第44図

第1段丘堆積物露頭(滝上第一区渚滑川沿い①地点,西岸の十線橋付近から眺める,露頭の中斷以下は先新第三系)



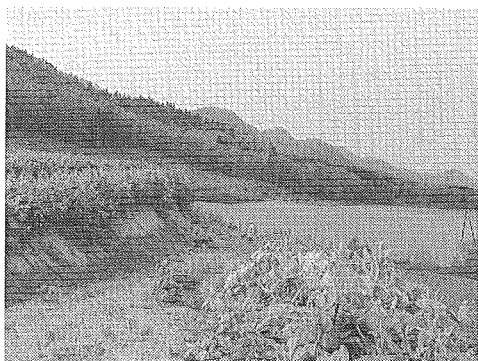
## VI. 1. 2 第2段丘堆積物 ( $t_2$ )

各河川沿いに分布する。地質図幅「滝上」の河岸段丘堆積物  $t_2$ 、同「<sup>しよこがけ</sup>落滑岳」の第2段丘堆積物に相当する。

渚滑川沿いでは、主に西岸側に分布し、国道273号線を載せており、 $t_1$ と同様にモセカルシュナイ川沿いに分布が続く。堆積物そのものの露頭観察は行っていないため、岩相の実態は不明であるが、供給源（渚滑岳山塊）との関係から、 $t_1$ に類似して礫相主体で、同様な礫径・礫種構成と推察される。小崎ほか編（2003）では当該段丘については、段丘面や段丘崖に開析が及んでおらず、最終氷期に形成されたものと考えている。

オシラネップ川沿いでは一般に道路の載る面より1段高い段丘面の堆積物であり（第45図）、下雄柏～上雄柏間の露頭（第41図⑪・⑨・⑦地点）の観察結果では、層厚10m前後であり、主体は礫相で最上部に0.5～0.8m程度の厚さのローム質泥を伴い、礫相は亜円摩の中～大礫で構成され、礫種構成は火山岩・先第三系岩（日高累層群）がほぼ半々である。

立牛川沿いでも道路の載る面より1段高い段丘面の堆積物であり、中立牛付近の露頭（第41図⑲・⑱・⑰地点）観察結果では、厚さが5m前後であり、主体は礫相で、礫径・礫種構成などはオシラネップ川沿いに類似するが、大礫には火山岩類が多くなる。所により、上半部に先第三系岩（日高累層群）の角礫相（細～中礫）が占めることがあり、そのようなものは谷壁からの崖錐性の堆積物と見なされる。



第45図

第2段丘堆積物露頭（オシラネップ川沿い中雄柏⑪地点、下流の下雄柏方面を眺める）

### VI. 1. 3 第3段丘堆積物 (t<sub>3</sub>)

モセカルシュナイ川沿い・渚滑川本流沿いの露頭 (第42図④地点) の観察結果では、段丘面の河床からの比高は20m 弱で、堆積物の厚さが7 m 程度で、礫相を主体とし、最上部に25cm 程度の厚さの砂質土壌をともなう。オシラネツブ川・立牛川沿いでは、当該段丘面は道路の載る面となっており、分布が最も広い (第28・2 図)。露頭 (第42図⑭・⑬・⑫・⑩・⑯・⑮地点) 観察結果では、段丘面の河床からの比高は10~15m 前後で、堆積物の厚さが3 m 前後で、最上部に25cm 程度の厚さの砂質土壌をともなう。

### VI. 1. 4 第4段丘堆積物 (t<sub>4</sub>)

各河川に沿って、当該段丘面の現河床からの比高は5 m あまりであり、堆積物の厚さは3 m 前後で、ほとんど礫相より構成される。

## VI. 2 現河川氾濫原堆積物・沖積錐堆積物 (al)

現河川氾濫原堆積物は各河川に沿って、途切れ状に分布し、厚さは一般に2 m 以下であり、礫相を主体とする。沖積錐は地形的には、各河川の谷底平野の側壁の小谷に付随するものであり、谷底平野部分では分布を扇状に広げ、全体としては下流に広がった零状の形態を示す。渚滑川沿いでは主に第2段丘堆積物に重なり、シュトルマップ川・オシラネツブ川・立牛川沿いでは主に第3段丘堆積物に重なっている。沖積錐堆積物は角礫と泥・砂の混合した岩相を特徴とするが、その成因としては側壁の小谷に起源があるため、運搬距離が短く土石流状であることが考えられる (第46図)。なお、礫の岩質はすぐ背後の限



第46図

下雄柏の沖積錐 (高雄橋の北北東600m 付近, 第2段丘面上に形成)

られた地質を反映し単調であり、ほとんどの場合、先新第三系（日高累層群）の堆積岩類（硬質泥岩・砂岩）である。

### Ⅵ. 3 地すべり堆積物 (ls)

地すべり地形を「北海道の地すべり地形」（山岸編，1993）を参考にして，空中写真判読から把握し，地質図上には地すべり堆積物として表示した．新第三系（上支湧別層・オシラネツ川層）分布域に分布する．地すべり地形は本図幅地域周辺では東側の地質図幅「上渚滑」・同「丸瀬布北部」地域に多く分布する．このことについては熱水変質岩・金属鉱床をともなう新第三系堆積岩・岩脈群・溶岩の存在に密接に関係するとされている（山岸編，1993）．

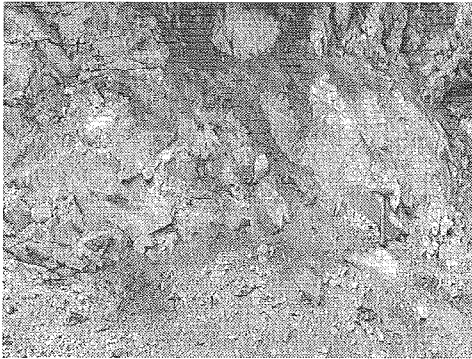
## Ⅶ 貫入岩類

### Ⅶ. 1 花崗岩類 (Gr)

花崗岩類は北見富士の東側からその北方地域にかけて，北見滝上断層とにそれに並行する断層群に支配されて，先新第三系中の破碎の進んだ破碎状花崗岩体として NNW-SSE 方向に断続的に分布する．大きな岩体はオセウシ川最上流の東岸側に存在し（第47図），東西幅600m・南北2kmの広がりがある．同岩体の北東にもほぼ同規模の岩体があるが，その南には小岩体が切れ切れに続く．

北海道中軸帯北部地域の深成岩類については，前田ほか（1986）および日本の地質「北海道地方」編集委員会編（1990）が取りまとめを行っており，一括すると「日高火成活動帯」と「上支湧別火成活動帯」が区別としてとらえられる．このうち，日高火成活動帯は東列と西列に区分される．東列はほとんど酸性岩類のみからなるが，西列は塩基性～酸性の深成岩類のみからなる．東列は白滝岩体群・紋別岩体・鬱岳岩体から成る．白滝岩体は遠軽町の白滝地区の雄柏山付近から上白滝付近を通過し丸瀬布地区武利岳東方までの25kmの範囲に北北西－南南東方向に延びる岩脈状の小岩体群で，岩質は黒雲母花崗岩，ジルコンの FT 年代は $32.0 \pm 2.3\text{Ma}$ ・ $33.0 \pm 2.5\text{Ma}$ （興水・金，1986）である．なお，この方向の圧碎帯は白滝構造線と呼ばれている（地質図幅「白滝」；長谷

川ほか，1964）。紋別岩体は紋別市街の紋別港付近に小分布があり，黒雲母花崗岩・トータル岩から成り，黒雲母の K-Ar 年代は $41.5 \pm 1.3$ Ma である（柴田・石原，1981；Ishihara, S. and Terashima, S., 1985）。麓岳岩体は麓岳を中心として東西約 6 km・南北15km に南で太くなった形態で分布し，周囲の日高累層群堆積岩はホルンフェルス化し（長谷川・魚住，1975；松波，2002），岩体北部は主に黒雲母花崗岩，南部は主に花崗閃緑岩・トータル岩からなる。前者の黒雲母の K-Ar 年代は $43.4 \pm 1.4$ Ma である（柴田・石原，1981；Ishihara and Terashima, 1985）。以上から東列の生成年代は32-45Ma である。西列は，南から白川岩体<sup>しらかわ</sup>，愛別岩体，奥士別複合岩体群，一の橋岩体および乙忠部複合岩体群<sup>おちゆうべ</sup>で，FT 年代および K-Ar 年代として輿水ほか（1988），柴田・石原（1981）および Ishihara and Terashima（1985）により，19.8~16.5Ma（前期中新世後半）の値が報告されている。本図幅地域の花崗岩類は以上の岩体群と岩質・位置関係など比較して，東列の白滝岩体群の北方延長に位置付けられ<sup>うつつだけ</sup>，麓岳岩体と白滝岩体群を結ぶものと考えられる。



第47図  
破砕の進んだ花崗岩体（オセウシ川最上流東岸小沢）

## Ⅶ. 2 岩 脈 類

「立牛」図幅地域とその周辺には，地質図と第1図（水系・地形区分図）に示すように，先新第三系と新第三系のうち上支湧別層・オシラネツ川層を貫いて，E-W ~ NE-SW 方向の多数の岩脈が，いわゆる平行岩脈群として存在する。第1図では地形的に岩峰状に把握できる比較的大きなものを表示しており，地質的な分布範囲を必ずしも厳密に表示していない。地質図では幅が数

10m以上の比較的大きなものを表示したが、それより規模の小さいものについては貫入方向に従った線として示した（貫入面の傾斜は大部分が90°前後で省略）。小規模の岩脈は無数に存在しており、調査に立ち入らなかった小沢にも存在する可能性があるが、ここでは野外で確認したもののみを表示した。岩脈類は流紋岩・石英安山岩・安山岩・玄武岩質で多岐にわたるが、野外での産状観察・肉眼鑑定のみで、室内分析・検鏡など火山岩石学的な検討は行っていない。流紋岩・石英安山岩 (Rd) と安山岩・玄武岩 (Ab) に大きく分けられる。なお、一部には両タイプのもので複合的な岩脈をなしている場合もある。

### VII. 2. 1 流紋岩・石英安山岩 (Rd)

本タイプの岩脈は「立牛」図幅地域の主に中～南部に分布し、特に立牛川上流域では分布長2 km 前後のものが10個ほど存在し、景観的には“三つ子岩”“マンモス岩”などの岩峰として知られている（第48・49図）。オシラネツ川中流域（中雄柏～上雄柏）では、安山岩・玄武岩質岩脈と錯綜して存在するが、幅500m 前後の大きなものが、中雄柏でNE-SW 方向に貫入しており、宮坂ほか（1980）は検鏡観察により（第23図試料S-4）、優白質細粒の流紋岩で、斑晶としては石英・斜長石>黒雲母で、石基は微珪長質で石英・斜長石からなるとしている。同じく、オセウシ川中流の小岩脈（第23図試料S-2）については優白質で流理のある石英安山岩で、斑晶は斜長石>黒雲母>磁鉄鉱が見られ、石基は淡褐色ガラス様斜長石からなり、間を二次的方解石が埋めているとしている。



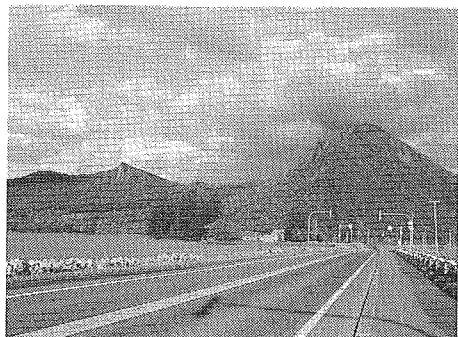
第48図  
立牛四十四線川下流北岸の石英安山岩岩脈（“三つ子岩”状に見える）



第49図  
立牛四十四線川上流道路沿いの  
石英安山岩岩脈(“マンモス岩”)  
クローズアップ

## Ⅶ. 2. 2 安山岩・玄武岩 (Ab)

本タイプの岩脈は主に、「立牛」図幅地域の主に北西部に分布し、特に渚滑川沿いでは滝西付近で明瞭な岩峰景観を形作っている(第50図)。中雄柏のオシラネツ川西岸側の林道沿いの比較的大きな岩脈については、宮坂ほか(1980)は検鏡観察により(第23図 S-3)、両輝石玄武岩で、斑晶としては斜方輝石の微斑晶が見られ、石基はインターグラニユラー組織で斜長石>単斜輝石>磁鉄鉱>ガラスが認められるとしている。同じく、オシラネツ川中流(上雄柏)のペンケプシュナイ川合流部付近の小岩脈(第23図 S-1)については、玄武岩で、斑晶は斜長石>単斜輝石で、石基はインターサータル組織を示し、斜長石>単斜輝石>磁鉄鉱からなり、単斜輝石は一部緑泥石化し結晶粒間は石英により埋められているとしている。



第50図  
滝西の渚滑川東岸側の安山岩岩脈群

## Ⅷ 地 質 構 造

先第三系分布域についてはⅣ章に示すように、日高累層群の記載は断層によって接する（あるいは関係の不明確な）部層あるいは累層規模の地層（Unit）か、その集合体（複合層，Complex）として行われ、その際に既に断層を始めとする地質構造に言及している。本図幅付近の地質構造はⅨ章で述べるように、古第三紀における海洋での堆積と島弧—海溝系での付加テクトニクスに、新第三紀におけるテクトニクスが重なって形成されてきた。そのため、先新第三系分布域と新第三系分布域を合わせて再度論ずる。

「立牛」図幅地域の地質構造は地質図幅そのものに示し、新第三系を主体に、周辺地域（特に「滝上」図幅南部・「白滝」図幅北西部）を合わせた範囲の地質構造については第23図に示した。これらで明らかのように、本図幅付近は地質構造的に先新第三系分布域の西部・東部と新第三系分布域の中軸部に分けられ、南西部の新第三系小分布域については中軸部に準じて扱う。

### Ⅷ. 1 西 部（先第三系分布域）の地質構造

Ⅳ. 2 の先新第三系の地体構造と地層区分に述べるように、「立牛」図幅付近は、NNW-SSE方向の一般走向を示す地層群とNE-SWの一般走向が卓越する地層群がジグザクな形で分布している。西部の渚滑川流域には隣接する「西興部」地域・「渚滑岳」地域の日高累層群（上興部層・札滑層・サクルー層）の延長部が分布する。これらの日高累層群は西側上位の地層のセットが断層により繰り返し出現するものと考えられる。

### Ⅷ. 2 東 部（先第三系分布域）の地質構造

東部の立牛川流域や丸瀬布川ぞいの大部分は、東に隣接する「丸瀬布北部」地域・「上渚滑」地域・「滝上」地域の日高累層群（立牛層・上古丹層・上丸層）の延長部の分布域であり、NNW-SSE方向の一般走向を示す地層群とNE-SWの一般走向が卓越する地層群がジグザクな形で分布している。このようなジグザクな地層群の間にはほぼNE-SW方向の多数の断層が設定でき、それらは中軸部新第三系分布域内にも延びており、上支湧別層・オシラネツ川

層堆積時からその後活動したものと見なされる。北見富士東側から上古丹川上流域にNE-SW方向に延びる上古丹層（上古丹コンプレックス）の存在は明瞭であり、その縁を境界付ける断層については北見富士断層、丸立断層と特に固有名を付した。

### VIII. 3 中軸部（新第三系分布域）の地質構造

中軸部の新第三系分布域の新第三系の地質構造の概要についてはV. 2. 1およびV. 2. 2で説明したように、ほぼNNW-SSE方向のサクルー断層—雄柏断層、北見滝上断層および立牛断層と、それらの断層にはさまれる褶曲群より構成されている。

サクルー断層：「滝上」図幅地域の滝上市街南西から「西興部」図幅地域の札滑川流域へ向かって、NW-SE方向に25kmの長さがあり、先新第三系（日高累層群）と新第三系オシラネツ川層が接する。

雄柏断層（西縁断層）：「立牛」図幅地域内において北見富士付近からシュウトルマップ川中流域にかけてほぼNE-SW方向へ17kmの長さがある。NNE-SSW方向の2断層とNW-SE方向の2断層が折尺状に組み合った断層系であり、これを境にして先新第三系（日高累層群）と新第三系上支湧別層が接する。全体としては後者の断層が長く、特に上雄柏川最上流から北見富士までの断層が11kmの長さがあり、上雄柏川最上流ではほぼ平行して、上支湧別層板状泥岩中に破碎面・帯が存在するが、断層そのものの観察は困難である。

北見滝上断層：ほぼ「立牛」図幅地域内において北見富士東側からシュウトルマップ川下流にかけてNNW-SSE方向に20km弱の長さがある。断層の北部では本断層を境に新第三系の上支湧別層とオシラネツ川層が接するが、その様子はオシラネツ川を斜めに横切る部分で観察できる（第31・51図）。この部分では、V. 2. 1・V. 2. 2で述べたようにオシラネツ川下流より断層に向かって地層傾斜が次第に大きくなり、ついには直立・逆転に至る様が観察できる。断層そのもの付近では幅150mほどの部分が、断層の方向とほぼ同じ方向（走向）の小断層面・破碎面および小褶曲構造などが多く、いわゆる“破碎ゾーン”となっている。断層の西側では断層近接部は直立～高角逆転層となっている。これらのことから、本断層は西上がりの直立断層または高角度の逆断



層（東傾斜）であると見なされる（第51図）。断層を境にした落差は1,000m程度に達すると予想されるが、確かではない。断層南部では、これを境に先新第三系とオシラネツ川層が接するが、先新第三系は西側に別の断層が付随し、レンズ状にブロック化している。断層東側近接部は、オセウシ川沿い・立牛三十六線川・同四十四線川などで幅100mほどでオシラネツ川層の直立帯（破砕面をとまなう）が存在する。

立牛断層（東縁断層）：「立牛」図幅地域から「滝上」図幅地域において、北見富士北東側から濁川付近の渚滑川沿い北岸まで、ほぼN-S方向に21kmあまりの長さがある。NE-SW方向の断層群とN-S～NNW-SSE方向の断層群が折尺状に組み合った断層系であり、これを境にして新第三系オシラネツ川層と先新第三系（日高累層群）が接する。NE-SW方向の断層群は東部先新第三系分布域から続くものである。メナシベツ川・立牛二十線川・同二十三線川・同二十九線川・東側の先新第三系は500～1,000m幅で直立破砕帯（破砕面・粘土化帯多い）が発達する。西側に接する新第三系については、一般には断層に沿って地層が急立する現象は認められない。本断層そのものの識別は困難であるが、東側の先新第三系の地質状況からほぼ直立の断層と想定できる。

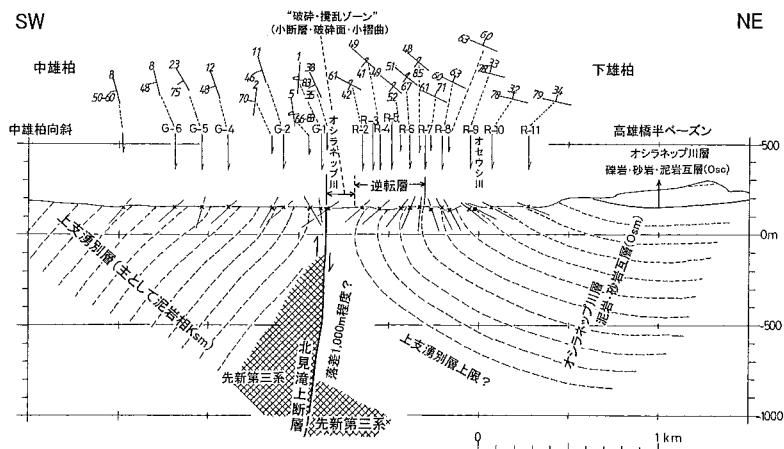
サクルー断層東側の褶曲構造：サクルー断層東側のオシラネツ川層分布域は全体としては片側だけが断層に境界付けられた断層角盆地であり、幅3km前後で長さ18km程度の広がりがある。その全体が、一つの複向斜構造となるが、褶曲構造としては、右雁行状に配置された向斜構造群であり、サクルー雁行向斜群と呼ぶ。この向斜群は第23図では、当該褶曲構造に関連しては「滝上」図幅内しか表現していないが、「西興部」図幅内へも続く。V.2.2で述べたように地層傾斜10～20°前後と緩い褶曲構造を取る。

北見滝上断層西側の褶曲・断層系：検討範囲は上支湧別層の分布域で、幅3～4km前後で長さ16km程度の広がりがある。V.2.1で述べたように、検討範囲の北部では、西から上雄柏背斜および中雄柏向斜が存在する。上雄柏背斜は狐沢川上流からチケレベオベツ川下流部ほぼN-S方向に軸を5km程度追跡でき、上雄柏川付近でやや屈曲している。両翼の地層傾斜は30～40°程度である。南へ追跡すると、オシラネツ川付近（上雄柏）で先新第三系隆起部に成る。中雄柏向斜はシュウトルマップ川支流牧場川からオシラネツ川沿いの

上雄柏川合流部付近まで NW-SE ~ N-S 方向に軸を約 7 km 追跡でき、両翼の地層は 50° 前後の急傾斜である。検討範囲の南部では、雄柏断層と北見滝上断層が南へ行くにつれ次第に接近するが、西（南西）半部が新第三系分布域、東（北東）半部が先新第三系分布域である。新第三系分布域は右雁行状に向斜構造が連なることから、その構造をプシュナイ雁行向斜群と呼ぶが、地層傾斜は 45° 前後で比較的急である。先新第三系分布域は周囲の新第三系分布域に対して相対的に隆起していることから、オセウシ先新第三系隆起帯と呼ぶ。同隆起帯は北見滝上断層とそれにほぼ並列する 2 つの断層により大きく 3 つのゾーン（西部・中部・東部）に分けられる。これらのうち、中部ゾーンは新第三系分布域を伴うが、特にその北部では上支湧別層が断層境界を有して地溝状に落ち込んで分布しており、内部にはゾーンの方向に斜交する小向斜構造が存在する。西部・中部ゾーンには花崗岩体を伴う。

北見滝上断層東側の褶曲・断層系：検討範囲はオシラネツ川層の分布域で、幅 4 km 前後で長さ 19 km 程度の広がりがある。V. 2. 2 で述べたように、検討範囲北部では北見滝上断層より、東へ向かって、高雄橋半ベーズン、下雄柏背斜および札中向斜が存在する。高雄橋半ドームはオシラネツ川・オセウシ川分岐点付近から下雄柏川とその対岸の沢一帯に認められる構造で、北見滝上断層に沿うように北西方向へ開き、地層傾斜は一般に 15° 以下である。南東方向へはオセウシ向斜へ続く。下雄柏背斜はオシラネツ川下流域西岸側の丘陵部（濁川にごりかわ南西）から立牛二十線川最上流へほぼ NW-SE 方向に軸を 8 km 程度追跡でき、両翼の地層傾斜は一般に 20° 前後である。札中向斜は下雄柏背斜に並列し、両翼の地層傾斜もほぼ同様である。検討範囲南部ではその中軸部にオセウシ向斜が存在する。東部先新第三系分布域から続く NE-SW 方向の断層群に切られ、向斜軸もずれるような調査結果となるが、オシラネツ川・オセウシ川合流部付近からオセウシ川沿いにさかのぼり、立牛二十九線川上流部までほぼ NW-SE 方向に 7 km の長さがある。両翼の地層傾斜 45° 前後で急である。特に、合流部付近に近いオセウシ川西岸小沢では西翼は逆転層となっており（第 31 図）、それはオシラネツ川の逆転層へ続く。オセウシ向斜の両サイドにはさらに、背斜・向斜の繰り返しがあるが、現時点では系統的に整理できないの

で、名称は付けない。その他、立牛三十六線川上流部一帯にも同様な褶曲構造が認められる。



第51図 北見滝上断層と周囲の地質構造 (地層の逆転)

#### Ⅷ. 4 南西部 (新第三系分布域) の地質構造

南西部の新第三系分布域はオシラネツ断層に沿って NNW-SSE 方向に延び、幅 3 km 前後、長さ 14 km 程度の広がりがある。地質構造的には新第三系の地質構造の概要については V. 2. 1 で説明したように、ほぼ NNW-SSE 方向のオシラネツ断層とそれらの東側の雁行向斜群より成る。向斜群は右雁行状に配列し、北から拓雄向斜、ペペロナイ向斜が存在する。なお、本分布域はサクルー断層東側のと同様に片側だけが断層に境界付けられた断層角盆地であり、その全体が、一つの複向斜構造となる。なお、「白滝」図幅によれば、雄柏山一チトカニウシ山付近では先新第三系分布域内に断層で境界付けられた上支湧別層の小分布域が数箇所存在する。

オシラネツ断層：「白滝」図幅内のオシラネツ川最上流から「立牛」図幅地域の南西端の第五区付近にかけてほぼ NNW-SSE 方向へ 12 km の長さがある。一部で NNE-SSW 方向の断層が組み合った断層系であり、これを境にして先新第三系 (日高層群) と新第三系上支湧別層が接する。断層付近では上

支湧別層は急立し、複雑な小褶曲、破碎帯などとなり、先新第三系部分も破碎・角礫化が進み、新第三系と先新第三系の識別が困難な場合も多い。

雁行向斜群：拓雄向斜は拓雄三号川付近で NNW-SSE 方向に延び軸長は 3 km であり、両翼の地層傾斜は $30^{\circ}$ 前後である。南端部で NNW 方向へ半ベーズン状となる。ペペロナイ向斜はその軸はオシラネツ川とペペロナイ川の間を NNW-SSE 方向に走り 5 km の長さがある。両翼の地層傾斜 $40^{\circ}$ 前後である。

## IX 構造発達史

本地域の構造発達史については、北海道付近全体のそれが反映されているが、特に関わりの深いものとしては、以下のような出来事（構造運動・イベント）があげられる。

- ① 常呂帯の形成（その起源から付加まで）：ジュラ～白亜紀の古太平洋プレートでの進展（1億5,000万年前～8,000万年前）
- ② 大陸（ユーラシア）プレート東縁と古千島弧での島弧－海溝系の展開：白亜紀後半～古第三紀前半の古い太平洋プレート（クラプレート）の沈み込み（8,000万年前～4,000万年前）
- ③ 千島海盆の形成・拡大と常呂帯などの折れ曲がり（3,000万年前～1,500万年前）
- ④ 現千島島弧－海溝系の展開と千島弧外帯の西進運動：太平洋プレートの斜め沈み込み（4,000万年前以降）

第2図に示すように、本地域の先新第三系（日高累層群）はいわゆる付加堆積物で、海洋プレート上に堆積した深海堆積物が、間断を置かないで付加したものと考えられる。緑色岩類の活動はクラ－太平洋海嶺の活動に関連したもので、その時代は古第三紀暁新世～始新世と考えられ、基本的には②の産物と見なされる。

③に関連しては、当初は千島海盆の形成・拡大の現れは本地域より東方の北海道東部地域に出現し、常呂帯の折れ曲がりが生じたが、十勝東部から網走地域に分布する古第三紀漸新世～前中新世の川上層群－津別層群はそのような

初期の千島海盆の一部に堆積した地層と考えられている。その後、中期中新世に入ると千島海盆拡大の動きは日本海拡大に呼応するように、より西方にシフトし、北海道中軸部で右横ずれのテクトニクスが活発化し、上昇する山脈（“ウェンシリ地壘”）の形成とともに、それに並列して細長いトラフ状の沈む海が発生した。そのような海に堆積した地層が新第三系の上支湧別層・オシラネツブ川層である（宮坂ほか，1980；1984；1986）。このような地層に相当するものは石狩川最上流の武利岳・武華山<sup>むり</sup>付<sup>むかやま</sup>近，十勝北部然別川上流部などにも知られている（木村ほか，1982；渡辺，1986；Watanabe and Iwata, 1985）。

上支湧別層・オシラネツブ川層は総計で3,000mの厚い地層であり、沈む深い海を示す泥質岩相と海底斜面を流れ下る水中土石流または乱泥流の堆積物（タービダイト砂岩・砂礫岩）で構成されている。上支湧別層の下部～最下部には周辺の先新第三系（日高累層群）硬質泥岩・同砂岩の不淘汰角礫岩相が存在するが、それはこのような海が陥没的な沈降により始まったことを示している。さらに、オシラネツブ川層の最上部はサクルー川沿いでは先新第三系にアバット状の不整合関係で重なり、不整合面上のかつ花崗岩質砂岩（マサ）や貝化石の存在から、海に接して<sup>うっだけ</sup>鬱岳（花崗岩体）とその周辺は島状に海面に露出していた可能性がある。

本地域付近の花崗岩質岩体は南へ延長すると、遠軽町白滝地区の白滝岩体へ続く。同岩体の年代は $32.0 \pm 2.3\text{Ma}$ ・ $33.0 \pm 2.5\text{Ma}$ （興水・金，1986）FT年代から、古第三紀後半の漸新世と見なされている。一方、オシラネツブ川層に含まれる花崗岩質礫については、V. 2. 2で述べたように、川上ほか（2006a）により、前期中新世末頃の年代が示されている。最新の考え方（川上，2006a）によれば、このような北部日高帯の花崗岩質岩の年代については、中新世を通じた（古）日高山脈の隆起－削剥と日高変成岩類の冷却の過程の中で獲得された高温の花崗岩質岩体の冷却年代である。さらに、このような隆起と削剥は中期中新世の東北日本弧と千島弧の右斜め衝突により進行した可能性が高いことになる。

本図幅地域付近の上支湧別層・オシラネツブ川層の分布域の境界断層（オシラネツブ断層・雄柏断層・サクルー断層・立牛断層）は周辺の先新第三系分布域から延びる断層群と組み合せて、右雁行状の断層系となっており、分布域

内部の褶曲群は同様に右雁行状に連なり、全体として右横ずれ（右斜め衝突）のテクトニクスを反映した構造形態を取る。このような構造形態を切るように NE-SW ~ ENE-SWS 方向の平行岩脈群が発達する。中期中新世の横ずれテクトニクスの終了後に平行岩脈群が貫入したことを示している。④に関連して、本地域南東部の上支湧別地域において上支湧別構造帯の意義が協調されている（木村ほか，1981；木村，1981；1982）。本地域の平行岩脈群の NE-SW ~ ENE-SWS 方向は千島弧内帯（火山弧）に特有の右雁行状の火山帯の方向（NE-SW ~ ENE-SWS）と同様であり、恐らく本地域の平行岩脈群は④に関連して形成されたといえる。上支湧別層・オシラネップ川層の堆積終了後、V.1 で述べたように本図幅地域周辺では中期中新世末～後期中新世の鴻之舞層・藻別層・社名淵層（しやなぶち）など火山岩・火山噴出物に富む地層群が発達する。これらの地層に関わるテクトニクス・堆積区の変遷・火山活動・鉱床形成に関連しては、八幡・西戸（1995）および八幡（2002）ではより詳細で複雑な経緯の解明も行われている。

## X 応用地質

### X. 1 採石資源

本図幅地域地域では採石資源になる可能性のあるものとしては、新第三紀岩脈類がある。交通の便を考えると、渚滑川本流沿いやオシラネップ川の下流域の比較的大きな岩脈（主として玄武岩・安山岩）が開発対象に成り得る。ただし、都市など規模の大きい需要地からは遠いことから、本格的な開発は難しい。さらに、これらの岩脈類は平行岩脈群としてユニークな岩峰景観を作っていることを考慮すると、景観として保全し活用することが望ましいとも考えられる。

### X. 2 地下水

広く分布するの先新第三系日高累層群および新第三系上支湧別層・オシラネップ川層は一般的には不透水性であり、帯水層には成り得ない。帯水層に成り得るものは礫・砂礫が卓越する段丘堆積物（ $t_1 \sim t_4$ ）・現河川氾濫原・沖積錐

堆積物であるが、いずれも自由地下水で季節変動が激しく、安定した利用は難しいと判断される。段丘堆積物の地下水の場合、堆積物（段丘面）として比較的広い分布があり、かつ農地として土地利用が行われている渚滑川本流沿いの地域およびオシラネツ川下流域・立牛川下流域などでは、特に融雪期などには浅井戸での地下水利用は有効である。さらに、沖積錐は小沢の沢口に形成され、沢水が枯れない限りはミニ扇状地として伏流的な地下水の存在があり得る。いずれにしても、地下水の大量揚水は不可能である。

### X. 3 災害地質・表層地質

災害地質に関連しては地すべり地形（堆積物）があるが、新第三系の上支湧別層・オシラネツ川層の泥岩卓越部とオシラネツ川層の礫岩・砂岩・泥岩互層（One）のオシラネツ川下流域の緩傾斜部などに多い。

### X. 4 そ の 他

平行岩脈群は視覚的な景観と河床での滝形成の面で、重要な役割があり、滝上地域の特長となっている。そのため、大いに保全して活用すべきである。

## 文 献

- 藤原哲夫・金 詰祐・松井公平・庄谷幸夫 (1970) : 5 万分の 1 地質図幅「上川」および同説明書. 北海道開発庁, 25p.
- 長谷川 潔・長尾捨一・河内晋平・吉田 勝 (1969) : 5 万分の 1 地質図幅「上興部」および同説明書, 北海道開発庁, 22p.
- 長谷川 潔・小山内 熙・鈴木 守・松下勝秀 (1961) : 北海道中軸帯の先エゾ層群—地層区分の提案. 地下資源調査所報告, No.25, 108-114.
- 長谷川 潔・高橋俊正・松井公平 (1964) : 5 万分の 1 地質図幅「上支湧別」および同説明書, 44p.
- 長谷川 潔・魚住 悟 (1975) : 5 万分の 1 地質図幅「興部」および同説明書. 北海道立地下資源調査所, 23p.
- 橋本 亘 (1958) : 北海道の地質, 20 万分の 1 北海道地質図説明書. 北海道立地下資源調査所, 26p.
- 北海道立地下資源調査所 (1980) : 北海道の地質. 北海道の地質と地下資源 1, 113p.
- Ishihara, S. and Terashima, S. (1985) : Cenozoic granitoids of central Hokkaido, Japan- an plutonism along collision belt. *Bull. Geol. Surv. Japan*, 36, 653-680.
- 岩田圭示・加藤幸弘 (1986) : 湧別層群および日高帯北部の日高累層群の白亜紀後期放散虫化石群集. 大阪微化石研究会誌特別号, No.7, 75-86.
- Iwata, K. and Tajika, J. (1989) : Jurassic and Cretaceous radiolarians from the pre-Tertiary System in the Hidaka belt, Maruseppu region, northeast Hokkaido. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser.4*, 22, 653-466.
- 岩田圭示・魚住 悟・中村耕二・田近 淳 (1983) : 北海道東北部西興部周辺の先第三系より放散虫およびナマコ化石の産出(予報). 地質学雑誌, 89, 55-56.
- 加藤 誠・川村信人 (1990) : (2) この章でもちいる記述形式. 第 2 章中・古生界, 2.1 概説, 日本の地質「北海道地方」編集委員会編; 日本の地質 1 北海道地方, 共立出版, 5.



- 川上源太郎・大平寛人・在田一則・板谷徹丸・川村信人 (2006a) : 熱年代学データに基づく日高山脈の上昇史. 地質学雑誌, 112, 684-698.
- 川上源太郎・田近 淳・岡 孝雄・鈴木隆広・小澤 聡・丸谷 薫 (2006b) : 農業農村整備事業関連地質地下資源調査報告書, 網走支庁管内の地質と地下資源IV網走地方西部 (付, 5万分の1地質図3葉). 網走支庁農業振興部 (監修: 北海道立地質研究所), 282p.
- 君波和雄・川端清司・宮下純夫 (1990) : 日高累層群中からの古第三紀放射虫化石の発見とその意義: 特に海嶺の沈み込みについて. 地質学雑誌, 96, 323-326.
- 君波和雄・紺谷吉弘 (1988) : ナップとしての西興部層 (再定義). 総研連絡紙 “北海道の構造帯” - 岩石学とテクトニクス, No.3, 92-94.
- 君波和雄・宮下純夫・木村学・田近 淳・岩田圭示・酒井 彰・吉田昭彦・加藤幸弘・渡辺 寧・江崎洋一・紺谷吉弘・勝島尚美 (1986) : 日高帯の中生界-日高累層群. 地団研専報, No.31, 137-155.
- 木村 学(1981) : 千島弧南西端付近のテクトニクスと造構応力場. 地質学雑誌, 87, 757-768.
- 木村 学(1982) : 島弧会合部のテクトニクス-北海道の場合一. 構造地質研誌, No.28, 5-22.
- Kimura, G. (1994) : The latest Cretaceous-early Paleogene rapid growth of accretionary complex and exhumation of high pressure series metamorphic rocks in northwestern Pacific margin. *Jour. Geophysical Res.* 99, No.B11, 22147-22164.
- 木村 学・宮坂省吾・紺谷吉弘・宮下純夫・保柳康一・渡辺 寧 (1982) : 日高変成帯の“山脈化”における上支湧別構造帯の意義. 構造地質研誌, 27, 167-177.
- 小川勇二郎・久田健一郎 (2005) : 付加体地質学. フィールドジオロジー 5, 共立出版, 160p.
- 清川昌一 (1989) : 北海道中軸帯の断面-とくにイドンナップ帯について. 月刊地球, 11, 316-322.
- 小疇 尚・野上道男・小野有五・平川一臣編 (2003) : 日本の地形 2「北海道」.

東京大学出版会, 359p.

- 小松正幸 (1996) : 日高帯. 地学団体研究会編 ; 新版地学事典, 平凡社, 1081.
- 紺谷吉弘・酒井 彰 (1978) : 日高累層群の諸問題. 地団研専報, No.21, 9-26.
- 興水達司・金 喆祐 (1986) : 北海道中～東部地域の新生界のフィッショントラック年代 (その1) —上支湧別・北見富士地域—. 地質学雑誌, 92, 477-487.
- 興水達司・金 喆祐 (1987) : 北海道中～東部地域の新生界のフィッショントラック年代 (その4) —陸上火山活動による火砕岩類—. 地質学雑誌, 93, 217-227.
- 国府谷盛明・長谷川 潔・松井公平 (1964) : 5万分の1地質図幅「白滝」および同説明書. 北海道開発庁, 35p.
- Leterrier, J., Maura, R. C., Thonon, P., Girard, D. and Marchal, M. (1982) : Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth Planet Sci Letter*, No.59, 139-154.
- 前田仁一郎・末武晋一・池田保夫・戸村誠司・本吉洋一・岡本康成 (1986) : 北海道中軸帯の第三紀深成岩類—分布・活動年代・主要元素組成・テクトニクス—. 地団研専報, No.31, 223-246.
- 松波武雄・紺谷吉弘 (1981) : 5万分の1地質図幅「渚滑岳」および同説明書. 北海道立地下資源調査所, 31p.
- 松波武雄 (2002) : 5万分の1地質図幅「滝上」および同説明書. 北海道立地下資源調査所, 37p.
- 湊 正雄 (1958) : 紋別郡滝ノ上町の石灰石. 地下資源調査所報告, No.20, 35-36.
- 宮坂省吾・保柳康一・渡辺 寧・松井 愈 (1986) : 礫岩組成から見た中央北海道の後期新生代山地形成史. 地団研専報, No.31, 285-294.
- 宮坂省吾・紺谷吉弘・君波和雄・木村 学・保柳康一・高橋功二・山口昇一・松井 愈 (1984) : 北部日高帯北見滝の上地域における中新世造構史. 地球科学, 38, 119-131.
- 宮坂省吾・紺谷吉弘・木村 学・君波和雄・山口昇一・松井 愈 (1984) : 北

- 部日高帯の新第三系. 地球科学, 34, 63-72.
- 宮下純夫・渡辺 寧・田近 淳・君波和雄・木村 学 (1990): 日高帯の大構造—右ずれ, 左ずれ構造帯, 月刊地球, 12, 515-520.
- 長尾捨一 (1958): 紋別および湧別付近の油徴, ガス徴調査報告. 北海道地下資源調査資料, 北海道開発庁, No.41, 12p.
- 長尾捨一 (1962): 5 万分の 1 地質図幅「中湧別」および同説明書. 北海道開発庁, 19p.
- 中村耕二・紺谷吉弘・松下勝秀 (1980): 5 万分の 1 地質図幅「西興部」および同説明書. 北海道立地下資源調査所, 22p.
- 中嶋輝允・神谷雅晴・松久幸敬・矢島淳吉・金沢康夫・古宇田亮一・森下祐一・須藤定久・小笠原正継・丸茂克美・佐藤岱生・村尾 智・巖谷敏光・大熊茂雄・小出 仁 (1989): 深部鉱物資源のポテンシャルティー評価に関する研究 (昭和58~62年度), 工業技術院特別研究報告集 (昭和63年版), 99-101, (工業技術院).
- 日本の地質「北海道地方」編集委員会編 (1990): 日本の地質 1 「北海道地方」, 共立出版, 337p.
- 保柳康一・宮坂吾吾・渡辺 寧・木村 学・松井 愈 (1986): “衝突帯”のタービダイト相形成とテクトニクス—中新世・中央北海道の例—, 地団研専報, No.31, 265-284.
- 野地正保・渡辺 順・魚住 悟・鈴木 守 (1967): 5 万分の 1 地質図幅「丸瀬布」および同説明書. 北海道開発庁, 28p.
- 小川勇二郎・久田健一郎 (2005): 付加体地質学. フィールドジオロジー 5, 共立出版, 160p.
- 岡村要蔵 (1913): 北海道北東部地質調査報文. 農商務省, 鉱物調査報告 (北海道之部), No.15, 62p.
- 岡 孝雄 (1986): 北海道の後期新生代堆積盆の分布とその形成に関わるテクトニクス. 地団研専報, No.31, 295-320.
- 斎藤昌之・土居繁雄・長谷川 潔 (1960): 5 万分の 1 地質図幅「石狩岳」および同説明書. 北海道開発庁, 43p.
- 酒匂純俊 (1964): 5 万分の 1 地質図幅「北見富士」および同説明書. 北海道

- 開発庁, 31p.
- 佐藤岱生・寺岡易司・奥村公男・小笠原正継 (1986) : 四万十帯及び北海道中軸帯の堆積岩類の化学組成—予察— (演旨). 地質調査所月報, 37, 3, 156-157.
- 佐藤博之・山口昇一 (1983) : 20万分の1地質図「紋別」. 地質調査所.
- 柴田 賢・石原舜三 (1981) : 北海道日高帯の花崗岩類の K-Ar 年代. 日本地質学会第88年学術大会講演要旨, 342.
- 鈴木 醇 (1934) : 所謂神居古潭系の岩石について. 地質学雑誌, 41, 392-394.
- 竹内嘉助 (1942) : 10万分の1地質図幅「鴻之舞」および同説明書. 北海道工業試験場地質調査報告, No.6, 22p.
- 田近 淳 (1989) : 日高帯北部の白亜紀「付加体」. 地球, 11, 323-327.
- 田近 淳 (1992) : 北海道, 北部日高帯の“古第三紀”砂岩の組成. 地質学論集, No.38, 13-26.
- 田近 淳・岩田圭示 (1983) : 北海道東北部丸瀬布付近の日高累層群より白亜紀放射虫化石の産出. 地質学雑誌, 89, 535-538.
- 田近 淳・岩田圭示 (1989) : 日高帯北部の白亜系—特に「立牛層」「渚滑川層」について. 日本地質学会96年会講演要旨, 165.
- 田近 淳・岩田圭示 (1990) : 日高帯北部の古第三紀メランジェ—上興部層の地質と放射虫化石年代—. 北海学園大学学園論集, No.66, 35-55.
- 田近 淳・岩田圭示 (1994) : 堆積層序からみた日高累層群緑色岩類の活動場—北海道日高帯北部, 立牛地域の例. 月刊地球, 16, 495-499.
- 田近 淳・木村 学・岩田圭示 (1987) : 日高帯東縁の付加コンプレックス. 日本地質学会94年会講演要旨, 261.
- 田近 淳・松波武雄・八幡正弘・岡 孝雄・岩田圭示・中村耕二 (1984) : 日高帯北部・北見滝ノ上周辺の“日高累層群”. 日本地質学会91年会講演要旨, 218.
- 田近 淳・八幡正弘 (1991) : 5万分の1地質図幅「遠軽」および同説明書. 北海道立地下資源調査所, 104p.
- 寺岡易司・黒田和男・平山 健 (1962) : 北海道サロマ湖地方の時代未詳中生層について. 地質学雑誌, 68, 416.

- Uozumi, S. (1957) : Studies of the Molluscan Fossils from Hokkaido, Part II ,  
Genera *Yoldia* and *Portlandia*. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, Ser. IV ,  
IX , 539-596.
- 渡辺 寧 (1986) : 北海道日高帯然別地域の新生代構造運動. 地球科学, 40,  
364-372.
- 渡辺 寧 (1988) : 中央北海道日高帯“ウエンシリ地壘”の変形構造. 地質雑,  
94, 527-533.
- Watanabe, Y. and Iwata, K. (1985) : Age of the Miocene Kamishiyubetsu  
Formation in northern Hokkaido and the basins formed by tectonic  
movement. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 91, 427-372.
- 渡辺 寧・山口昇一 (1988) : 北部北海道名寄一旭川地域の中新世火山岩の  
K-Ar 年代とその造構場. 地球科学, 42, 91-99.
- 山岸宏光編 (1993) : 北海道の地すべり地形—分布図とその解説— (地すべり  
学会北海道支部監修). 北海道大学図書刊行会, 392p.
- 八幡正弘 (1997) : 東北北海道釧床区における新第三紀の紋別—上士幌地溝帯.  
地下資源調査所報告, No.68, 43-56.
- 八幡正弘 (2002) : 北海道における後期新生代の釧化作用および熱水活動の時  
空変遷. 北海道立地質研究所報告, No.73, 151-194.
- 八幡正弘・西戸裕嗣 (1990) : 東部北海道“北見グリーンタフ地域”の新第三  
系とその特徴. 春日井 昭教授退官記念論文集, 47-60.
- 八幡正弘・西戸裕嗣 (1995) : 中央北海道北東部, 紋別—遠軽地域の新第三紀  
火山活動と構造運動. 地質学雑誌, 101, 685-704.
- 八幡正弘・田近 淳・黒沢邦彦・松波武雄 (1988) : 5 万分の 1 地質図幅「丸  
瀬布北部」および同説明書. 北海道立地下資源調査所, 110p.
- 八幡正弘・岡村 聡・西戸裕嗣 (2003) : 北海道北東部に分布する鮮新—更新  
世白滝カルデラの火山岩類の K-Ar 年代. 北海道立地質研究所報告,  
No.74, 63-67.

EXPLANATORY TEXT  
OF THE  
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50,000

---

**TATSUUSHI**

(ABASHIRI-22)

BY

Takao OKA and Jun TAJIKA

(written in 2008)

**(Abstract)**

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

**Geology**

The district is composed of Pre-Neogene sedimentary rock, Paleogene granitic rock, Neogene sedimentary and volcanic rock, Neogene dyke rocks, and Quaternary sediments, as shown in Table 1.

**Pre-Neogene System**

The Pre-Neogene System is composed of the sedimentary rocks and granitic rock (Gr) which is correlated with the Shirataki granite of Eocene Epoch in age. The sedimentary rock, which is called Hidaka super-group, was thought accretionary prism formed in Paleocene to Eocene Epoch.

The Hidaka Supergroup, located in the western, southern and eastern parts of the district, is made up of muddy and sandy sedimentary strata mainly accompanied with acidic tuff, conglomerate, greenrocks, chart and limestone. The supergroup of the western area of the didistrict is dibided into the Sakuru

Formation (Skr), the Satsukotsu Formation (Sa) and the Kamiokoppe Formation (consists of Kom, Kos and Kls geologic units). The supergroup of the southern area of the district consists of Hd, ss, ch and g units. The supergroup of the eastern area of the district consists of Hd, ss, ch and g units. The supergroup of the eastern area of the district is divided into the Kamimaru Formation (consists of

Table 1

Geological age		Geological system				
			Thickness (m)			
Quaternary	Holocene	Recent fluvial deposits (fl)	Alluvial fan deposits	2>	Landslide deposits (ls)	
			Terrace deposits (t <sub>1</sub> , t <sub>2</sub> , t <sub>3</sub> , t <sub>4</sub> )	3±~15		
	Pleistocene	Middle-Late				
		Early				
Neogene	Pliocene	Kitamifuji lava (Kfl)		150±		
		Horoka-yubetsu welded tuff (Hw)		150+		
	Miocene	Late	Mobetsu Formation	Pumice tuff·tuff breccia·welded tuff (Mw)	60~130+	Dyke rocks: Rhyolite·Dacite (Rd) Andecite·Basalt (Ab)
				Conglomerate·sand stone (Mc)	50~60	
		Middle	Kounomai Formation (lower part)	Mud stone (KL)	100±	
				Conglomerate·sand stone (KLC)	3	
			Oshiraneppegawa Formation	Conglomerate·sand stone·mud stone (Onc)	1,000±	
				Mud stone·sand stone (Onm)	1,000±>	
			Kamishiyubetsu Formation	Mud stone (Ksm)	0~1,000+	
Conglomerate (Ksc)	400±~1,300					
Early						
Paleogene	Oligocene				Granitic rock (Gr)	
	Paleocene - Eocene (?)	Hidaka Supergroup	Western area (D zone)	Southern area	Eastern area (E zone)	
			Sakuruh F. [Skr]	Hidaka Supergroup of the southern area	Kamimaru F. [Kp,Km,Me]	
			Sakkotsu F. [Sa]		Uenkotan F. [Um,g,Us,Ucg,ph]	
Kamiokoppe F. [Kom,Kos,Kls]	[Hd,ss,ch,g]	Tatsuushi F. [Taa,Tm,Ta,ph]				

Kp, Km and Me units), the Uenkotan Formation (consists of Um, g, Us, Ucg and and ph units) and the Tatsuushi Formation (consists of Taa, Tm, Ta and ph units).

### **The Neogene System**

The Neogene System of the district consists of four sedimentary formations of middle to late Miocene, two volcanic rock member of Pliocene and the group of volcanic dykes of Late Miocene to Pliocene. These formations are the Kamishiyubetsu, the Osiranepu, the Kohnomai and the Mobetsu Formations, in ascending order.

The Kamishiyubetsu and Osiranepu Formations which occupy the middle area of the district and whose thickness is 3,000 meters in total are composed of muddy facies which was deposited in bathyal zone and sandy and conglomeratic facies of turbidite type. The Kohnomai and Mobetsu Formations which occupy the Maruseppu-hokubu district and the eastern margin of the Tatsuushi district are composed of sedimentary rocks (conglomerate, sandstone, mudstone) and volcanic rocks (pumice tuff, tuff breccia, welded tuff). Late Miocene to Pliocene volcanic dykes which have trend of N-S to NE-SW direction are divided into two groups, Rd (Rhyolite - Dacite) and Ab (Andesite - Basalt).

### **The Quaternary System**

The Quaternary System is composed of terrace deposits, recent fluvial and alluvial cone deposits, and landslide deposits. Terrace deposits in the district are divided into 5 units,  $t_1$ ,  $t_2$ ,  $t_3$ , and  $t_4$ .

### **Geologic Structure**

The district is characterized by the prevalence of NNW-SSE and NE-SW trending normal faults. The area distribution of the Kamishiyubetsu and Oshiranepugawa Formations are bounded on both side Pre-Neogene System by two main fault systems, the Yuhaku Fault in the western margin and the Tatsuushi Fault in the eastern margin. Both formations are folded in echelon form, and the Kitami-takinoue Fault is situated at the boundary of western area of the Kamishiyubetsu formation and eastern area of the Oshiranepugawa formation.



5万分の1地質図幅説明書  
(立 牛)

平成20年3月31日(2008)発行

北海道立地質研究所  
〒060-0819 札幌市北区北19条西12丁目  
TEL (011)747-2420(代)

---

印刷所 正文舎印刷株式会社  
札幌市白石区菊水2条1丁目4-27  
TEL (011)811-7151

**EXPLANATORY TEXT**  
of the  
**GEOLOGICAL MAP OF JAPAN**

SCALE 1 : 50,000

---

**TATSUUSHI**

(ABASHIRI - 22)

BY

Takao OKA and Jun TAJIKA

---

GEOLOGICAL SURVEY OF HOKKAIDO  
KAZUNORI FUJIMOTO, DIRECTOR

Kita 19 Nishi 12 Kita-ku, Sapporo 060-0819, JAPAN

2008