

天塩川上流域の地質 (その1)

～士別地方の地質案内～

士別市立博物館特別学芸員 岡本 研 (士別高等学校) 平松 和彦 (旭川西高等学校)

はじめに

天塩川上流域の、士別市を中心とした地域で観察される地質は、中生代の結晶片岩類・蛇紋岩類・角閃岩類・深成岩類・緑色岩類・チャート・ホルンフェルス・石灰岩・海成堆積岩類、新第三紀の深成岩類・海成及び陸成堆積岩類・火山岩類・第四紀の陸成堆積物・火山岩類・泥炭などであり、多種の地層や岩石が観察される。狭い地域の中に、時代的にも岩相的にもこれだけ多くの種類のもものが観察されることは、非常にめずらしいことである。これらの多彩な岩相は、当地域が多様な堆積環境や、多くの地殻変動を経験してきた場であることを意味している。本稿では、当地域で観察される地質を中心に紹介していきたい。一般の学術論文は難解なものが多く、また種々の岩石の成因などについては省略されている場合がほとんどで、記述の概要をとらえるのが困難な面がある。本稿では時代を追って当地域の地質概要がつかめるよう、岩石等の成因の説明も加えて解説を試みた。

士別周辺の地質に関する総括的な報告としては、「士別の地形と地質」(岡, 1991)が士別市立博物館報告第9号に掲載され、「名寄市の地質と地下資源」(岡, 1993)が名寄市北国博物館より出版されており、さらに踏み込んだ解説に触れることができる。

I. 地質概論

天塩川上流域で観察される地層は、層序表に示されるように、中生代ジュラ紀後期～白亜紀前期の深海底堆積物などによる地層(空知層群)が最も古く、その上位に中生代白亜紀の海成堆積物が位置する。古第三紀の地層は欠如し、新第三紀の深成岩類・海成堆積岩類・河川成堆積物、及び第四紀の河川成堆積物による地層という順に積み重なっている(表1)。

当地域の地質分布における最も大きな特徴は、地域全体として中生代白亜紀の海成層が広く分布していることである。士別市の東方には半遠洋性の堆積物(日高累層群)が、西方には陸源性の海成堆積物(蝦夷累層群)が分布しており、そこから中生代白亜紀の士別市周辺は、西方に大陸が存在するような海洋底であったことが読みとれる。

また、地域東部の士別市上士別、剣淵町東部、朝日町などでは、大きな褶曲構造や「メランジ」(注1)が観察され、さらに西部には神居古潭変成岩類という高圧型の変成岩類や蛇紋岩類が分布し、それらは士別市付近が中生代に、海溝の環境にあったということも示している(図1)。

<注1 メランジ> 様々な種類の岩石が複雑に入り混じった地質体のこと。海洋プレートの移動に伴い、別の場所から運び込まれた地塊が、海溝部において本来の堆

積物と混在するものや、岩体の上昇に伴うものなど、成因は様々である。

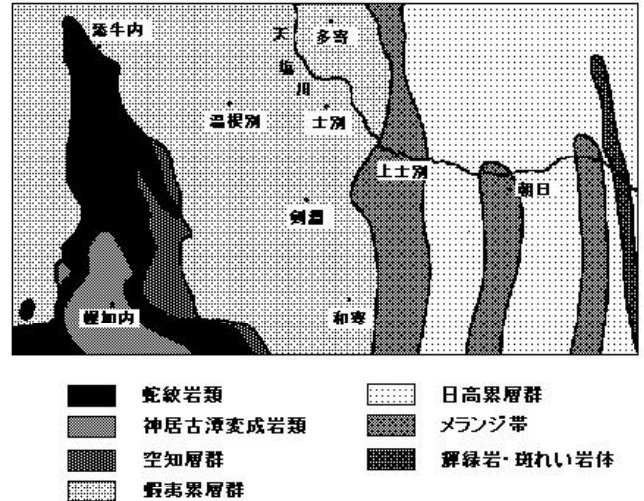


図1 士別周辺の中生代の地質概念図

II. 中生代の地質

中生代三畳紀以前の地層は当地域ではメランジを除いて存在していない。最も古い地層は空知層群と呼ばれる、ジュラ紀後期～白亜紀前期の、緑色岩類やチャートなどからなる海洋性の地層であり、地域西部の士別市温根別から観加内町において観察される。その下位には蛇紋岩類などがあり、これらは上部マントルや、海洋プレートの部分熔融によるマグマなどを起源とするものとされている(加藤・中川, 1986)。

空知層群の堆積に引き続いて、蝦夷累層群と日高累層群が堆積した。この時代には、海洋プレートの西側沈み込み帯である海溝が形成されており、両層群堆積区の境界に位置していた(新井田・加藤1986など)。

空知層群堆積区(地域西部)には、海成の砂岩泥岩の互層である蝦夷累層群が分布している。蝦夷累層群は、中生代白亜紀の古ユーラシア大陸から流入した砂泥が、大陸東側の海底(前弧海盆)に堆積したものと考えられており(岡田, 1979など)、浅い海と温暖な気候という環境のもとに形成された地層である。そこからは、アンモナイトを始めとする多くの古生物化石が発見されている。

一方、地域東部に分布する日高累層群は、蝦夷累層群とほぼ同じ時代に形成された地層で、半遠洋性の堆積物であり、海溝における付加体(注2)とされ、多くのメランジが含まれている(君波ほか, 1985など)。

<表1 天塩川上流域の地質層序表>

代	紀	世	年代	地層・堆積物・化石	形成環境		
新 生 代	第四紀	完新世	1万 2万	現河川氾濫原堆積物 段丘堆積物	河川平野		
				剣淵層 (粘土・泥炭・砂礫)・段丘堆積物	河川平野		
	新第三紀	鮮新世	100万 200万	多寄層 (軽石質凝灰岩層・礫岩・砂岩)~植物化石	河川平野		
				川西層 (砂岩・礫岩・泥岩)~植物化石	河川平野		
	中新世	1000万	美深層群(安山岩質砕屑岩)・下川層群(安山岩・流紋岩質砕屑岩) ~珪化木・植物化石	河川平野・湖沼・火山			
			似峽層 (凝灰岩・砂岩・礫岩・泥岩) 奥士別層 (砂岩・泥岩・礫岩)~貝化石	浅海・海岸 浅海・海底谷(海城拡大)			
	古第三紀	漸新世 始新世 暁新世	1500万 2000万	深成岩類 (花崗岩類・閃緑岩類)	山脈形成 (日本海形成)		
				蝦夷累層群 (砂岩・泥岩) ~アンモナイト	神居古潭変成岩類 (結晶片岩類・チャート)	日高累層群 (黒色頁岩・緑色岩類・石灰岩・玄武岩・チャート・斑れい岩)	蝦夷累層群→前弧海盆 日高累層群→海溝付近 付加体(遠洋性) 神居古潭変成岩類 →海溝深部
				空知層群 (角閃岩類・緑色岩類・玄武岩類 斑れい岩・チャート・堆積岩類) 蛇紋岩類			空知層群→深海底 蛇紋岩類 →上部マントル
	中生代	白亜紀	7000万 1億				
ジュラ紀		1億4600万 2億					
中生代	三畳紀						
古生代							

空知層群堆積区(地域西部)には、海成の砂岩泥岩の互層である蝦夷累層群が分布している。蝦夷累層群は、中生代白亜紀の古ユーラシア大陸から流入した砂泥が、大陸東側の海底(前弧海盆)に堆積したものと考えられており(岡田, 1979など)、浅い海と温暖な気候という環境のもとに形成された地層である。そこからは、アンモナイトを始めとする多くの古生物化石が発見されている。一方、地域東部に分布する日高累層群は、蝦夷累層群とほぼ同じ時代に形成された地層で、半遠洋性の堆積物であり、海溝における付加体(注

2)とされ、多くのメランジが含まれている(君波ほか, 1985など)。また、幌加内町では、神居古潭変成岩類と呼ばれる高圧変成を受けた、結晶片岩類を中心とする種々の岩石が分布している。この変成帯の結晶片岩類は、付加体堆積物などが海溝深部において高圧変成されたものと考えられており、後に上昇し、空知層群や蝦夷累層群堆積区(空知-エゾ帯)に割り込んできたものである(新井田, 1987)。

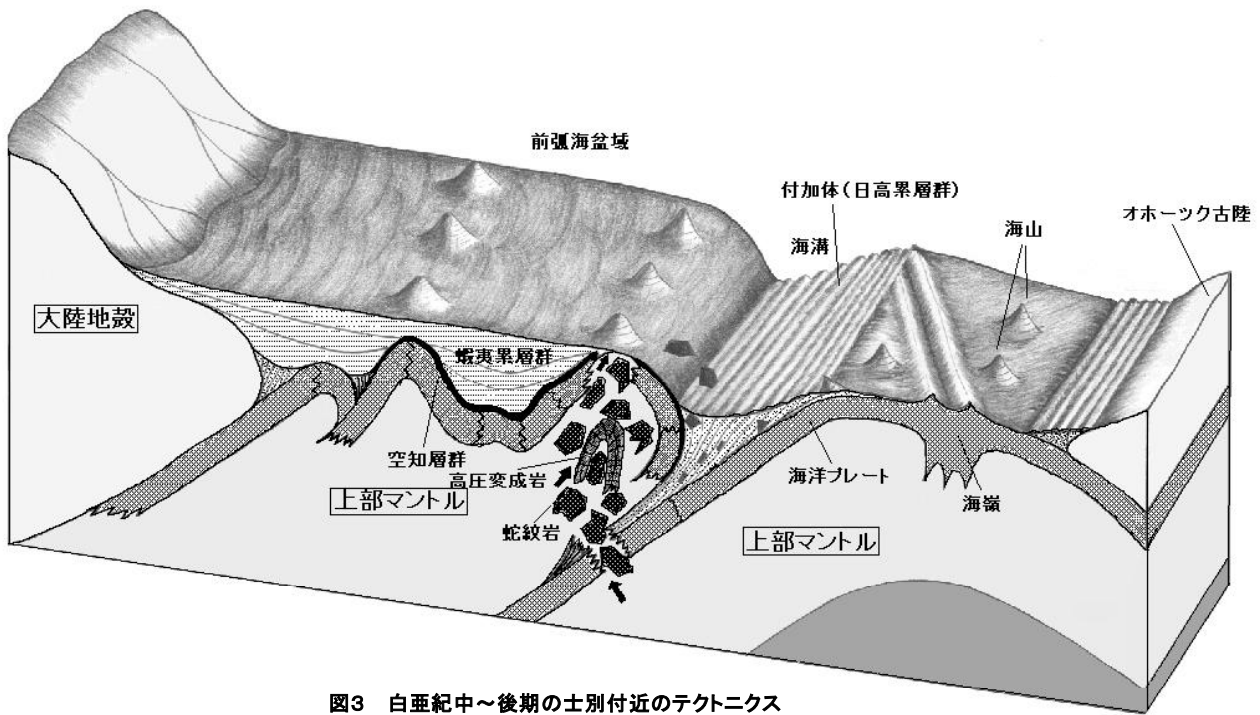


図3 白亜紀中～後期の士別付近のテクトニクス

A. 空知層群

空知層群は、主に地域西部の士別市温根別から幌加内町にかけて分布し、犬牛別川上流の伊文ダム付近では、空知層群の緑色岩類・玄武岩・チャート、角閃岩類、及び下位の蛇紋岩類が観察される。チャート中の放射虫化石より、当層群はジュラ紀後期～白亜紀前期に形成された地層であることがわかっている（石塚ほか，1983；君波ほか，1986；紀藤ほか，1986）。

チャート・玄武岩・及び緑色岩の一部は深海底での堆積物であり、緑色岩類の一部と角閃岩類は海洋プレート起源であり、また蛇紋岩類は上部マントルまたは海洋プレート下部を起源とすると考えられている（新井田・紀藤1986）。これら海洋地殻を示す一連の地質体は、「オフィオライト」と呼ばれるものである（図4・5）。通常、海洋地殻は海溝において地下深部に沈み込んでいくものであるが、オフィオライトはそれが陸上に保存されたものであり、世界的にも分布の限られた、注目すべき地質構造である。

オフィオライトが保存された理由については、

空知層群の堆積後、海洋プレートが西方への沈み込みを開始することによって、海洋プレートの一部が取り残されたと説明されることが多い（君波，1984・新井田，1985）。その一方で、空知層群は付加体の一部であって、その多量の緑色岩類は、巨大な海台（空知海台）であったとする説もある（岡村・木村，1989；清川，1989；Kimura et al, 1994）。

完成されたオフィオライトは幌加内町で観察され、下位よりかんらん岩と蛇紋岩・斑れい岩の変成した角閃岩類・玄武岩類・チャートという層序が示され、「幌加内オフィオライト」と呼ばれている（石塚，1980）。

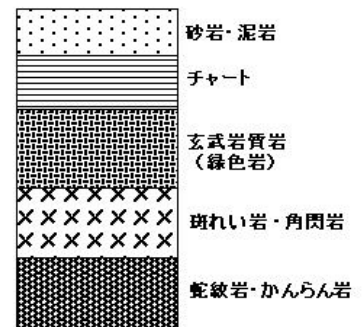


図4 オフィオライトの層序(石塚, 1980を簡略化)



写真1 士別市温根別・伊文ダム付近の空知層群と蛇紋岩

緑色岩類

緑色岩類は空知層群中に多量に存在し、士別市温根別の伊文ダム周辺や、幌加内町に分布している。緑色岩類（注3）は、玄武岩質の溶岩や凝灰岩が弱い変成を受けた岩石であり、一般に緑色を呈しているためこの名がある。

海洋プレートは玄武岩によって構成され、海底火山や、プレートの湧き出し口である海嶺や、海洋プレート上の海山では、玄武岩質の溶岩や火山灰が噴出する。したがって、玄武岩質岩を起源とする緑色岩類が、海成堆積物を伴って多量に存在する場合は、それらが海洋プレート及びその上の堆積物であると解釈される。空知層群中の緑色岩

類も、そのような起源を持つものと考えられているのである。また、岩石の化学分析による、詳しい研究も行われており、それによると空知層群下部の緑色岩類には、海洋プレートそのものであると考えられる緑色岩（輝緑岩）も存在するとされ（Ishizuka, 1981；紀藤ほか, 1986），このような緑色岩を「MORB」（注4）という。

<注3 緑色岩> 緑色岩類は、広い意味では玄武岩、斑れい岩、角閃岩などの、多くの塩基性 岩類を指すが、ここでは主に輝緑岩と輝緑凝灰岩を指す。

<注4 MORB> Mid-Oceanic Ridge Basaltの略。中央海嶺玄武岩の意で、海洋プレートを構成する岩石である。

チャート

チャートは深海底環境の指標となる岩石であり、空知層群上部や、日高累層群中に観察される。一般にチャートの成因として、次のような説明が成されている。

海に棲む殻を持つタイプのプランクトンには2種類あり、ひとつは石灰質（炭酸カルシウム）の殻を持つもの、もうひとつは珪質（ガラス質）の殻を持つものである。海は深くなるにつれ、水圧の上昇と共に炭酸カルシウムの溶解度が高くなり、約4000mの深さになると石灰質のプランクトンの殻は海水に溶解する。したがってそれ以上の深海では珪質のプランクトン遺骸のみが海底に堆積し、最終的に「チャート」というガラス質の岩石が形成される。

チャートを電子顕微鏡で観察すると、ほぼ全体が放散虫などの珪質プランクトン遺骸によって構成されているのが観察できる。堆積速度は非常に遅く、数センチ堆積するのに数万年かかるといわれている（道前・石賀1995；堀, 1996）。

角閃岩類

角閃岩類は、地域西部士別市温根別より幌加内町にかけて分布し、伊文ダム付近では塊状及び板状の角閃岩の他、緑れん石角閃岩も観察される。一般に角閃岩類は空知層群のメンバーとされることは少ないが、当地域の角閃岩類は緑色岩類・斑れい岩類・かんらん岩が変成されたものと考えられており（酒匂, 1959；石塚, 1980），前述のように海洋プレート内の部分熔融に起因する岩石であると推定されている（加藤・中川, 1986）。未解明の部分が多いが、ここでは岡（1991）にしたがって、オフィオライトの一部の空知層群のメンバーとして扱っておく。

B. 日高累層群

当地域の日高累層群は士別市東部、朝日町、剣淵町に広く分布し、黒色頁岩と緑色岩類を主として、石灰岩体やチャートを挟む地層である。それぞれの地層は複雑に絡み合っており、激しい褶曲構造が見られる。これらは海洋プレート上に堆積した半遠洋性の堆積物であり、海溝に沈み込み

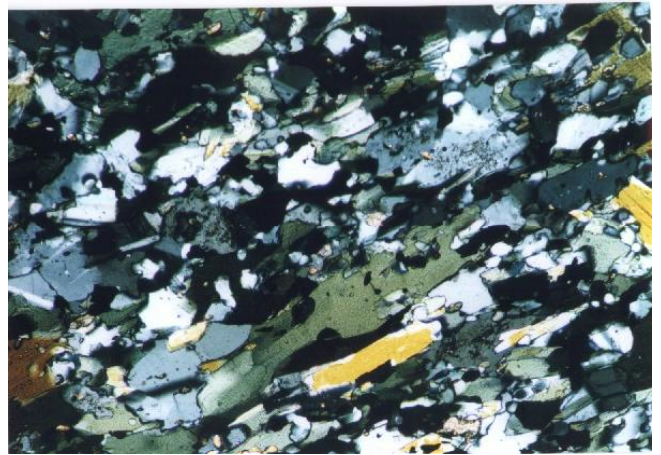


写真2 士別市温根別の角閃岩 ×27, クロスノル（石井彰洋氏撮影）

れずに、海溝壁側に押しつけられたことによって形成された付加体であると考えられている（君波ほか, 1985など）。その根拠は、海溝において形成されると考えられる「メランジ」が日高累層群中に多数存在することや、メランジの基質が、西から東に向かって新しくなっていることなどである（君波, 1986；田近, 1989）。付加体の形成開始時期は白亜紀前期で、形成終了時期は白亜紀末期である（新井田・紀藤, 1986；君波1986）。深海底の堆積物であるチャートがあまり多くは存在していないことから、海洋プレートは海嶺での生成後まもなく海溝にまで到達したと考えられる。したがって日高累層群は、比較的大陸の近くに海嶺が存在していた様な場所で堆積したものであると考えられている。この海嶺は白亜紀末期に海溝に沈み込んでいった（宮下, 1989；君波, 1989）。

また東方海上には、かつて「オホーツク古陸」と呼ばれる陸地が存在していたとされ、この古陸は海洋プレートと共に西方に移動していた（図3）。古ユーラシア・オホーツク両陸地にはさまれた海域がしだいに狭められていく過程で、多量の砕屑物が厚い地質体を形成していった（君波, 1986）。

士別市上士別や、朝日町に点在している石灰岩体は、かつての海山に付着成長した珊瑚礁が付加体に取り込まれたものであると考えられている

（長谷川, 1988）。朝日町のメランジについて、基質泥岩は中生代白亜紀であり、基質中の岩塊（オリストリス）は中生代ジュラ紀および三畳紀のものであることが、チャート中の放散虫化石によって確かめられている（長谷川, 1988）。また、和寒町北部から剣淵町東部にかけて、黒色頁岩中に緑色岩類・チャート・砂岩・石灰岩などの岩塊が不規則に取り込まれているものが観察され、「東和コンプレックス」と呼ばれている。これもまた白亜紀前期の海溝において形成されたメランジである（加藤・岩田, 1988）。

日高累層群分布域の西端においては道内各地で同様のメランジが観察され、その場が海溝であった事が示されている。これら多数のメランジの分布を特徴とする地域は「イドンナップ帯」と呼ばれており（木村, 1986）、海山を起源とする多量の緑色岩を主とした付加体である。

黒色頁岩・千枚岩・ホルンフェルス

黒色頁岩は日高累層群を構成する主要な岩石であり、地域東部の士別市上士別、剣淵町東部、朝日町などに、緑色岩類と共に広く分布する。当地域の日高累層群中の黒色頁岩は、ほとんど粗粒の碎屑物（砂や礫）を含まない、均質な黒色の泥岩を主としている。

一般に厚い海成堆積層は、陸地からの砂泥が河川によって海底に運搬されることによって形成されることが多く、砂岩や泥岩などが互層を成しているものが多いが、ここではほとんど泥のみが堆積し、厚い地層を形成している。このことから、当地域に分布する日高累層群の泥岩層は、陸地から離れた環境で、微粒子がゆっくりと海底に堆積することによって形成されたものである事がわかる。また、泥岩はいずれも黒色であり、ときに黄鉄鉱粒も観察され、酸素が少なく、還元性の堆積環境を表している。したがって、この黒色頁岩は、半遠洋性の堆積環境であったことを示している。海洋プレート上に堆積したこれらの碎屑物は、プレートの西進によって海溝に運び込まれ、厚い付加体を形成した（木村，1985；君波ほか，1985）。

地域東部の朝日町・士別市上士別では、日高累層群の黒色頁岩は強い圧力や熱によって、千枚岩やホルンフェルスに変成されているのが観察される（写真4）。これは新生代中新世に日本海拡大が起きた際、プレートが東方に潜り込み、それに伴って花崗岩などが貫入したことの影響である。



写真4 朝日町岩尾内湖の千枚岩

剣淵町の黒色頁岩の堆積時期については、2つの時代のものが存在する。刈分川層と呼ばれる地層の放散虫化石からは、白亜紀後期の年代が知られ、また前述の東和コンプレックスの基質を成す黒色頁岩では、同じく放散虫化石から、白亜紀前期の年代が知られている（加藤・岩田，1988）。

剣淵町桜岡の刈分川層の一部では、変成作用の跡が見られない“新鮮な”黒色頁岩～細粒砂岩層が観察され、わずかながらクロスラミナ（注5）も観察される。この地層は白亜紀後期に、西側の海溝斜面から付加体上に直接堆積した、海溝充填タービダイト上部層（注6）である可能性がある。もしそうであるとすると、これは日高帯（イドンナップ帯）に堆積した「蝦夷累層群の延長の堆積物」であるといえる。



写真3 剣淵町刈分川・イドンナップ帯の砂岩泥岩互層。付加体と考えられる。

<注5 クロスラミナ> 流水中の堆積物に見られる堆積構造で、斜交成層ともいう。下流方向に傾斜した薄層のユニットが重なりあったもの。

<注6 タービダイト> 水中の混濁流（土石流のようなもの）によって運搬・堆積した堆積物。一般に上方細粒化の級化成層が顕著であり、クロスラミナも発達する。

緑色岩類・斑れい岩

地域東部の朝日町、士別市上士別、武徳、中士別などの日高累層群中には多量の緑色岩類が観察される。これらは主として海洋プレート上の玄武岩質凝灰岩を起源とする輝緑凝灰岩であるが、一部では海洋プレートそのものである、MORBタイプの輝緑岩も存在している。

朝日町岩尾内湖から下川鉦山付近にかけて「下川緑色岩体」とよばれる巨大な岩体があり、上部は玄武岩と黒色頁岩より成り、下部は緑色岩類と斑れい岩（注7）によって構成されている。下川鉦山付近の緑色岩（輝緑岩）は、化学分析によって、MORBタイプであるとされ（君波ほか，1986など）、前期白亜紀の1億2600万年前のものといわれている（三宅ほか，1981）。それと岩相の酷似した輝緑岩が、朝日町岩尾内湖南部の鈴懸橋付近でも観察される。下川緑色岩体は不完全なオフィオライトと考えられており（宮下，1989）、朝日町岩尾内湖付近で観察される斑れい岩類は、



写真5 朝日町岩尾内湖の斑れい岩

下川オフィオライトの最下部にあたる。

このオフィオライトは、大陸付近に位置した大洋海嶺において形成されたものと考えられている（君波ほか，1986；宮下，1989）。

なお，士別市内にはいくつかの緑色岩の採石場があり，石材として工事用や装飾用に広く利用されている。近年この緑色岩を，庭や道路の「まき石」として利用することが多く，士別市内でも散見される。



写真6 士別市中士別の日高累層群の緑色岩類

<注7 斑れい岩> 斑れい岩は，玄武岩質のマグマを起源とする深成岩であり，石材として利用され，暗色の強いものは「黒御影」と呼ばれる。

石灰岩

当地域の石灰岩体は，士別市上士別，朝日町などに点在するが，上士別の石灰岩体は特に大きく，かつてはセメントの原料として採取されていた（1981年閉山）。石灰岩の周囲には，黒色頁岩・緑色岩類・珪質岩（チャート）などが観察される（酒匂，1952）。こうした産状は，次のような歴史を示している。

石灰岩をつくるもととなった珊瑚礁は，温暖な浅海環境のもと，海山に付着成長して形成された。それらが海洋プレートと共に移動し，深海底堆積物であるチャートがその上に堆積した。海山は最終的には海溝まで運び込まれ，海溝斜面を巨大なブロック（オリストリス）として滑り落ち，付加体に取り込まれた（長谷川，1988）。



写真7 士別市上士別の石灰山

海山が海溝に沈み込む際，海山は海溝陸側の斜面下部より強度が大きいので，ほとんど変形しないまま海洋プレートとともに沈み込む。一方，強度の低い海山上部の石灰岩は大きく変形し，ほとんどが付加体に取り込まれる（山崎・岡村1989）。

朝日町の市街地東部（みずほ公園）や西部などに観察される石灰岩体もメランジであり，これらは緑色チャートを伴い，石灰岩自体は三畳紀，ジュラ紀の年代が示されるが，周囲の泥岩部は白亜紀を示している（長谷川，1988）。



写真8 朝日町の石灰岩体
緑色チャートと接する。

剣淵町のメランジ

剣淵町の日高累層群中には，多数のメランジがある。メランジの様式は様々であるが，一般に黒色頁岩を基質とし，緑色岩類・チャート・石灰岩などを含むものが多い。前述の「東和コンプレックス」は，そのようなタイプのメランジであり，頁岩中の放射虫化石により，白亜紀前期の形成と考えられている。（加藤・岩田，1988）

一方，弥栄川流域のメランジは緑色岩類中に多数のチャートゼノリス（注8）を含む（写真9）ものである。チャートゼノリスは数メートルから数センチのものまで様々で，主として層状構造が認められる赤色チャートである。基質の緑色岩類



写真10 剣淵町桜岡，砂岩泥岩互層。変成度が低く，微細なクロスラミナが観察される。

は風化が進んでいるが，玄武岩質溶岩を起源とするものと思われる。弥栄川地域は当地域の“日高累層群”分布域としては最西端に位置し，西方の蝦夷累層群とは，比較的近接した位置にある。

剣淵町桜岡に観察される刈分川層という砂岩・泥岩互層は白亜紀後期の形成とされ（加藤・岩田，1988），東和コンプレックスとは形成年代を異にする。また，刈分川層の一部は前述のように，タービダイトを連想させる“非変成”の，クロスラミナが見られる黒色頁岩・細粒砂岩の互層が存在

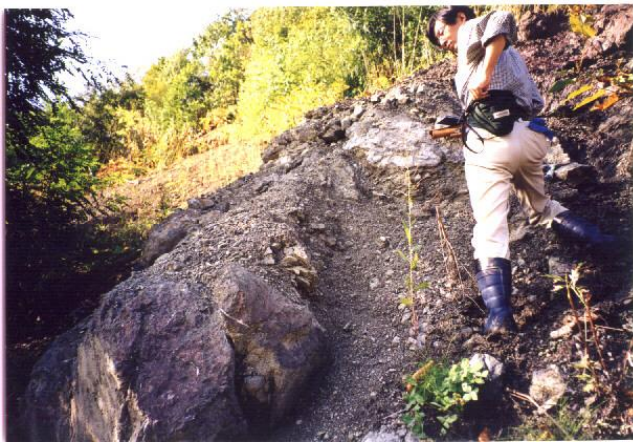


写真9 剣淵町弥栄川のメランジ。綠色岩中にチャートのブロックが含まれている。

している（写真10）。

また、地域外ではあるが、旭川市の突哨山の石灰岩体西側における、トンネル掘削工事現場において、蝦夷累層群とされる地層（鷹栖層）中に礫岩層が観察される。これは泥岩を基質とした角礫岩（含礫泥岩）で、礫種は綠色岩、綠色チャートを主とし、礫径は大小さまざまである。泥岩を基質とした角礫岩は、通常のタービダイトとは堆積機構が異なると考えられ、一般にこのような岩相は、プレート境界などに現れる高密度の混濁流によって形成されるといわれており、突哨山の含礫泥岩は、海溝壁直下の堆積物であるのかもしれない。比布町においても、剣淵町弥栄川流域と同様なジュラ紀中期のチャートゼノリスを含む綠色岩層が存在し、その岩石学的研究から、一部は神居古潭変成岩類、一部は空知層群であるといわれている（榊原ほか、1997）。

これらのことを考えあわせると、弥栄川付近のチャートゼノリスを含む綠色岩層は、空知層群を構成していたものであり、海溝の西側斜面（図3）の崩壊物と考えられ、また、刈分川層の一部は、付加体上に堆積した海溝充填タービダイトの上部層である可能性がある。

剣淵町のメランジと、当麻町や突哨山のメランジとの類似性は以前より指摘されており（加藤・岩田、1988；長谷川、1988）、剣淵町弥栄川・桜岡地域～旭川市突哨山にかけては、海溝壁が形成されていたのであろう。

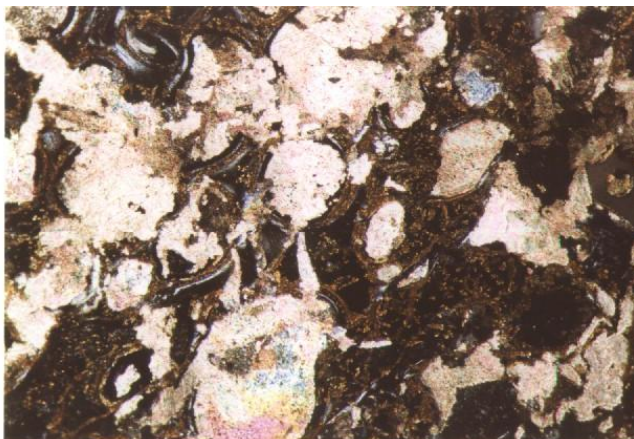


写真11 剣淵町桜岡、イドンナップ帯の珪質岩中の放射虫化石×41、クロスニコル（石井彰洋氏撮影）

弥栄川周辺における綠色岩体についての岩石学的なデータや、チャートの化石年代についての資料はないが、今後詳細な研究によってその形成機構が明らかになるものと思われる。

<注8 ゼノリス> ゼノリスとは、捕獲岩の意味で、火成岩中に取り込まれた異地岩塊のことである。

C. 神居古潭変成岩類

当地域の神居古潭変成岩類は、地域西部の幌加内町に分布し、政和地区では、雨竜川沿いに綠色片岩などの好露頭が観察される。綠色片岩、黒色片岩、石英片岩、石灰質片岩、チャート、角閃岩、結晶質石灰岩等より成り、高压変成を受けたものがほとんどである（石塚、1980など）。



写真12 幌加内町江丹別峠の綠色片岩

これらの変成岩類の原岩は、玄武岩、玄武岩質の凝灰岩、泥岩、チャート、石灰岩などであり、こうした原岩構成は、神居古潭変成岩類がもともとオフィオライトや付加体であったことを示している（渡辺ほか、1986；石塚ほか、1989）。したがって、神居古潭変成帯は、海溝堆積物である日高累層群の西端にあたるイドンナップ帯の深部相であると考えられている（岩崎ほか、1993；川村ほか、1998）。つまり、神居古潭変成岩類の形成場所は、白亜紀前期の西側沈み込み帯である海溝であり、ここで西側の海洋から、海山や遠洋性堆積物などの付加が行われた（日高累層群）。東側の海溝斜面に露出するオフィオライトの一部（空知層群）も崩壊し、それらが付加体と共に、さらに地下深部に引きずり込まれた後、高压変成を受けたと考えられている（前川、1986・新井田・紀藤1986）。この変成作用については、海嶺の海溝への沈み込みも関与していると考えられている（Iwasaki, et al, 1995）。

一般に神居古潭変成岩類の変成年代は、1億年～1億2500万年前のものが多いが、幌加内町の角閃岩からは、白亜紀前期の1億4500万年～1億3200万年前の変成年代が得られており（今泉・植田、1981）、神居古潭変成帯では最も古い時代を示す。しかし、別の報告では1億年前後や、1億8000万年前という幅広い年代値が得られている（滝上、1985；太田ほか、1991）。

また、神居古潭変成岩類は、多量の蛇紋岩を伴

っており、両者は中生代白亜紀から新第三紀にかけて地下深部から上昇し（加藤・中川，1986），空知層群・蝦夷累層群の堆積区の中に、これらを突き破って出現したものである（新井田，1987）．上昇には少なくとも3つの時期があり，白亜紀中期（1億年前）・古第三紀・及び新第三紀中新世であるといわれる（川村ほか，1998）．上昇は比較的静かに行われた（前川，1986）．しかしながら，このメカニズムはまだ十分に解明されておらず，必ずしも両者が同時に上昇してきたとは限らない．他の地域では，蛇紋岩をほとんど伴わない神居古潭帯も存在し，これは付加体全体の上昇によるものと説明されている（植田・川村，1999）．

蛇紋岩類

当地域の蛇紋岩類は，地域西部士別市温根別に広く分布し，とくに伊文ダム付近にその好露頭が観察される（写真13）．これは幌加内オフィオライトの最下部に相当する（石塚，1980）．



写真13 士別市温根別，伊文ダムの蛇紋岩

蛇紋岩類は，かんらん岩が水と反応して形成された岩石であり，かんらん岩はマントル上部を構成するものである．蛇紋岩は，密度が小さく変形しやすいため，他の岩石を伴って地下深くから上昇してくる性質がある．そのようにして形成された地質体を「蛇紋岩メランジ」という．

一般に，神居古潭変成帯にともなう蛇紋岩類は，こうして海溝深部の高圧変成岩類を取り込みつつ上昇してきた，蛇紋岩メランジであると考えられている（加藤ほか，1986）．しかし，神居古潭変成帯の蛇紋岩類には，こうしたテクトニックな蛇紋岩メランジだけではなく，いったん上昇・露出した蛇紋岩が崩落し，海溝に落ち込んで付加体堆積物中に取り込まれ，海洋プレートと共に地下深部に運び込まれて再変成を受けた後，再び上昇したのもあると考えられている（今泉，1984；加藤・中川，1986）．実際に，蛇紋岩類はマリアナ海溝などの，現在の海溝陸側斜面付近において観察されており，海洋プレート沈み込みの現場に蛇紋岩が存在することが直接確かめられている．それとともに高圧変成岩も発見されている（1989年のジョイデスレゾリューション号による深海底掘削調査による）．

幌加内町の北西に分布する犬牛別川岩体では，

蛇紋岩中にかんらん岩が残存しているものが観察されており（酒匂，1959；石塚，1980），これらの蛇紋岩がマントル起源であることを物語る．したがって当地域の蛇紋岩類は，元々は空知層群の下位の海洋プレートのさらに下にあった，上部マントルであったものと考えられる．しかし，海洋プレートの部分溶融によるマグマが分化し，その残液がかんらん岩となり，その後の変成作用によって蛇紋岩となっているものもあるという考えもある（加藤・中川，1986）

また，蛇紋岩地域の土壌はpH8を超える特殊な土壌であり，特徴ある植物相が観察される．すでに，当地域の植生については詳細な研究が行われている（堀江，1991など）．



写真14 士別市温根別産のアンモナイト(士別市博物館)

D. 蝦夷累層群

蝦夷累層群は，地域西部に広く分布し，士別市温根別北線では，アンモナイトやイノセラムスなどの古生物化石が発見されている（写真14：士別市立博物館所蔵）．また，温根別市街地南方の2カ所の採石場では，上部蝦夷層群の，白色凝灰岩層を挟む青緑色の砂岩層（温根別層）が観察される（写真15）．ここでは炭化した植物化石がしばしば観察され，比較的陸地に近い環境であったことを示す．その東部には層理の明瞭な泥岩・シルト岩の薄互層が発達している．

蝦夷累層群は，白亜紀前期から末期にかけて，古ユーラシア大陸の東側の海底（前弧海盆）に，大陸から流れこんできた砂や泥が堆積したものとされており，空知層群を整合に被覆する（岡田，1979；君波ほか，1992）．地域内の蝦夷累層群は主として中部～上部であり，白亜紀中期～後期にかけてのものであるが（岡田・松本1969），犬牛別川上流域では，下部蝦夷層群も分布している（君波ほか，1992）．

白亜紀前期に始まった海洋プレートの西方沈み込みは，初めのうちは急傾斜であったため，圧力が低く，そのため付加体はあまり発達しなかったが，その後プレート深部（スラブ）が切り離され，沈み込みの角度は浅くなった．その際に海溝では圧力が上昇して付加体（日高累層群）が形成されるようになった．それと同時に，プレート運動による削り込み（テクトニック・エロージョン）が進行して前弧海盆が発達し，蝦夷累層群が堆積することになった（君波，1986）．当時，大陸と海

溝の間に火山性の島弧が存在していたとされ、それは現在の礼文島～樺戸山地が考えられている。それらの火山弧を越えて、大陸からの砕屑物は東側海底に堆積した（君波ほか，1986；岡田，1979；Girard et al,1991）。



写真15 士別市温根根の蝦夷累層群

Ⅲ. 新生代古第三紀の地質

当地域においては古第三紀の地層は発見されおらず、当時の環境としては隆起する陸地であったものと思われる。北海道は石炭を多産し、その主な形成時代は古第三紀である。その頃、大規模な森林平原が北海道中央部に広がっていたのであろう。道内各地の神居古潭帯が上昇を続けていた時期でもあり、当地域も隆起し、厚い地層は形成されていなかったものと考えられる。

Ⅳ. 新生代新第三紀中新世の地質

新第三紀の前期、2500万年ほど前にユーラシア大陸の東端が裂け始め、東方に開くことによって日本海が形成され始めた。この際の火山活動は、「グリーンタフ変動（注8）」と呼ばれている。

中新世中期には海域は拡大し、士別周辺は海の入江（古名寄湾）となっており（岡，1993）、湾内に多量の砕屑物が流れ込んだ。その供給源は、当時下川町から滝上町にかけて存在していたと考えられている、「ウエンシリ地壘（図6）」という山地であった（中村ほか，1980；宮坂ほか，1986）。ウエンシリ地壘は、「古日高山脈」の北方延長の山地と考えられるものである。ウエンシリ岳の千枚岩の変成年代が、2500万年前後とされることから（渡辺，1988）、そのころがウエンシリ地壘の形成開始時期と考えられ、中期中新世には急峻な山地となっていた（宮坂ほか，1986；渡辺，1988）。

日高山脈（変成帯）の形成については多くの研究があり、東方の海上にあったオホーツク古陸と海溝との間に存在した、「島弧」が圧縮されたものという説や（前田，1986）、中央海嶺が海溝に沈み込んだものという説（君波，1989）など、様々な説がある。当地域においては現在の日高山脈に見られるような片麻岩などの高温型変成岩類は

あまり見られないが、多くの花崗岩体が存在し、地下深部には日高変成帯と同様の変成岩類が伏在している可能性があるといわれている（君波，1989）。

中新世後期には当地域は再び陸地となり、火山活動が盛んとなった。溶岩や火山灰が降り積もり、河川成堆積物も形成された。その後も引き続き陸地で、盆地には河川成堆積物が堆積するという環境にあった。

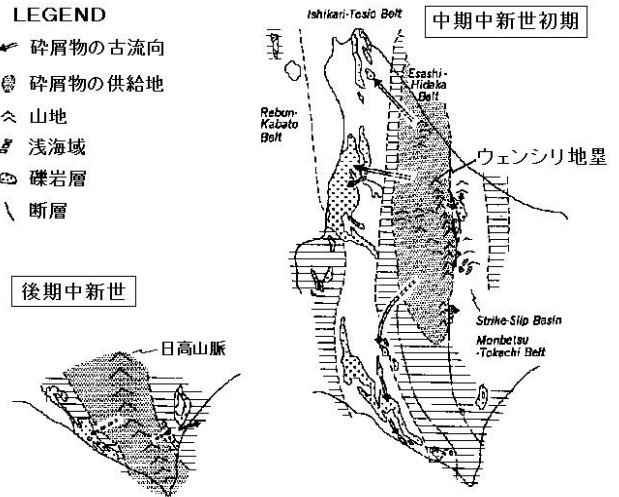


図6 中新世の古地理(宮坂ほか，1986より)

<注8 グリーンタフ変動> グリーン（＝緑色の）タフ（＝凝灰岩）によって特徴づけられる、中新世の海底火山活動を伴った地殻変動。

花崗岩類

花崗岩は流紋岩質のマグマを起源とする深成岩であり、大陸や島弧において存在し、海洋プレート内では見られない岩石である。

地域東部の士別市上士別、朝日町などには花崗岩体が散在し、いずれも新第三紀中新世の貫入岩体である（写真16）。これらは新第三紀の日高山脈形成に伴う高温の火成活動によって貫入した岩体である。この際の熱によって周囲の日高累層群の黒色頁岩に変成が与えられ、ホルンフェルスが生じている。



写真16 士別市上士別の花崗岩体。



写真17 士別市上士別の「真砂化」した花崗岩

士別市上士別では、数多くの花崗岩体（黒雲母花崗岩～花崗閃緑岩）が観察されるが（写真16）岩体の多くは、ぼろぼろに崩れるほど風化しており、このようにしてできた砂を「真砂」という。

（写真17）．花崗岩は隙間のない多種類の鉱物の結晶によって構成されているが、温度の変化による各鉱物の膨張率の差異によって崩壊が起きやすい．上士別の花崗岩も大きな温度変化を受け、真砂化が起きたのであろう．また、下川町一の橋にも花崗岩体があり、中新世前期の約1850万年前のものとする（柴田・石原，1981）．

奥士別層・似峽層

地域東部の朝日町や下川町南部には、奥士別層と似峽層という新第三紀の海成層が分布している．これらは中新世中期の砂岩、礫岩、泥岩から成る地層で、当時存在していた「古名寄湾」の、士別～朝日町にかけて延びた海域に、東方の山地（ウエンシリ地壘）から流入した砕屑物によって形成された地層と考えられている（宮坂ほか，1986）．

下位層である奥士別層の下部は礫岩と砂岩を主としており、貝化石を産出するほか、角礫や植物片を多数含み、陸地に近い海域での地層形成を示す．上部は主として泥岩より成り、海域は拡大・深化したものであると思われる．

上位層である似峽層は、凝灰岩・砂岩・礫岩・泥岩より成り、乱堆積相が示され、化石はほとんど発見されない（酒匂，1952）．ときに1 mを超える巨礫も含まれ、円礫・角礫が混在している

（写真18）．角礫の礫径は大きい傾向にあり、礫種は花崗岩・黒色頁岩・緑色岩・緑色チャートなど、周囲の地質構成と一致する．多数の花崗岩礫を含むことは、奥士別層とは大きく異なる点である．円礫はホルンフェルスなどが多く、東方のウエンシリ岳を砕屑物の供給地とし、周囲の日高累層群を取り込んだ地層であると推定される．

奥士別層と似峽層の、礫岩中の礫種構成や岩相などの比較により、両層はそれぞれ、日本海側の羽幌地区の築別層と古丹別層に対比されるものと思われる．下川町における奥士別層は、二股火山噴出物に覆われており、これが1200万年～1500万年前の年代を示すことから、奥士別層の形成はそれ以前のものであり、おそらく1500万年前頃の、汎世界的海水準の上昇（Mid-Neogene Climatic



写真18 朝日町ケナシ川の似峽層

Optimum) によって、海域が拡大した際に形成された地層であろう（Tsuchi, 1990；保柳ほか，1994；鈴木・向井1996）．奥士別層と対比されると思われる築別層は、地域西部の士別峠において広く分布し、多種の貝化石が産出する（橋本ほか，1965）．

なお、筆者は朝日町市街地東部において、従来日高累層群の分布域とされていた地域に奥士別層が分布すること、及び当層からは未報告の種類の二枚貝の化石群集（*Glycymeris cisshuensis*など）を発見した．地層の形成時代の考察なども含め、詳細については別の機会に報告する予定である．

一方、士別市温根別の北静川流域において、均質な硬質灰色泥岩層が河床に露出している．これは蝦夷累層群とされている場合もあるが、その岩相は明らかに蝦夷累層群の泥岩層とは異なっており、酒匂（1959）は稚内層と対比している．微化石等の調査によって、今後詳細が明らかになるものとする．

美深層群

美深層群は安山岩質の角礫凝灰岩・溶岩・砂岩・泥岩などから成る、主として陸成の地層であり、少量の石炭を挟む．当地域では最も広い分布を示しているが、岩相変化が著しく、その実態をつかむのは容易でない．当時の盛んな酸性火山活動と、河川的作用によって形成された地層であるが、当



写真19 剣淵町の美深層群．安山岩質の土石流堆積物．

層分布域北部，美深町恩根内では一部汽水～海成層も存在している．当層群中の安山岩溶岩より1000万～1200万年前後の形成年代が得られている（表2）．

また，剣淵町西部では，著しく風化した露頭が観察され，緩斜面を形成している（写真19）．なお，この美深層群中の安山岩礫の絶対年代がK-Ar法によって測定され，820万年前後の年代値が得られた（私信：鈴木明彦氏）．これは従来考えられてきた美深層の形成年代上限よりもやや新しい年代である．この礫年代については，他の複数のデータとともに，別の機会に論じる予定である．

下川層群

下川層群は安山岩質～流紋岩質の火山岩類とそれらの碎屑岩を中心とした中新世の地層であり，溶岩・角礫凝灰岩・凝灰質砂岩・礫岩・砂岩・泥岩など，様々な岩相が観察され，下部は海底火山の環境，上部は陸地の環境で形成された地層である．一部には玄武岩質溶岩も存在し，下川町における当層群中の二股火山噴出物中の玄武岩より，1200～1500万年前後の年代値が得られている（渡辺ほか，1991）．したがって，下川層群は美深層群とほぼ同時期の地層と考えられる．

下川層群中のモサナル層からは，珪化木を始めとする多数の植物化石が産出し，その母岩は珪質岩というほとんどガラス質の岩石である．この地域では，俗称「油石」と呼ばれ，艶のある美しい岩石で，庭石としても珍重され，珪化木とともに下川町の名物となっている．

珪化木の形成については，温泉水に溶解した珪酸成分が浸潤・析出し，数年から数十年という驚くべき短期間に形成されたという可能性が，近年実験によって示されている（赤羽ほか，1999）．炭化することなく，細胞壁まで完全に保存されている下川町の珪化木は，そのように短い期間に形成された化石であるのかもしれない（写真20）．

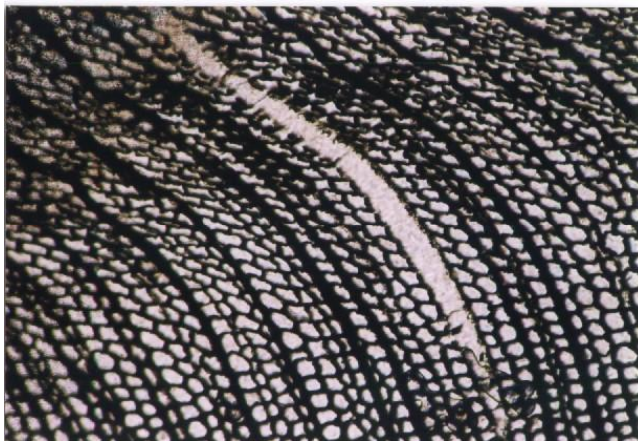


写真20 下川町，モサナル層の珪化木の断面
×41，オープンニコール（石井彰洋氏撮影）

中新世の溶岩類

当地域には美深層群と下川層群堆積時代の，乙部山溶岩・糸魚山溶岩・函岳溶岩・二股火山噴出物・二股橋集塊岩などの新第三紀の安山岩質の溶岩類が広く分布する．これらはK-Ar法によ

て形成年代が測定され，主に1500万年から800万年前のものである（表2）．

地 層 名	火山岩類	年代値 (Ma)
乙 部 山 溶 岩	安 山 岩	9.3±0.3
函 岳 溶 岩	安 山 岩	12.1±0.6 10.2±0.5
二 股 火 山 噴 出 物	玄 武 岩	12.4±1.3 15.2±1.6
二 股 橋 集 塊 岩	安 山 岩	13.3±0.9

表2 中新世の溶岩類のK-Ar年代値（柴田・棚井，1982；渡辺・山口，1988；渡辺ほか，1991）
※ 1Maは100万年



写真21 下川町南部，下川層群の安山岩

**V. 新生代新第三紀
中新世後期～鮮新世の地質**

中新世後期の約1000万年前頃，東方から千島弧をのせたプレートが衝突し，日高山脈は急激に押し上げられ，当地域においても，ウエンシリ地壘が再び急上昇した．そこからの碎屑物は天塩川堆積盆地に流れ込み，厚い河川成の地層を堆積させた（川西層・多寄層）．

川西層・多寄層

川西層と多寄層は，古天塩川流域に沿った内陸盆地に堆積した，中新世～鮮新世の，河川成砂岩と礫岩を中心とする堆積物である．両層中にはインブリケーション（注9）の発達した礫岩層や，礫岩層中の不規則なレンズ状砂岩や泥岩，さらには上方細流化のユニットや大型のクロスラミナが見られ，その堆積環境は扇状地～礫質網状河川であったものと推測される（鎌田・平松，1985）．

多寄層の標識地である士別市多寄において，その典型的なものが観察される（写真22）．また，士別市学田の川西層の露頭では，礫質網状河川の河床堆積物（チャンネルバー）が観察され，そのクロスラミナと碎屑物の粒度の側方変化によって，露頭下部においては北方より南方へ，上部においては南方より北方への古流向が示される．

士別市南士別の剣淵川河原には、河床に存在すると考えられる川西層の、ブロック状の泥岩が観察され、その中に多量の植物化石が発見される。



写真22 士別市多寄、多寄層のクロスラミナの発達した網状河川堆積物

これは、当時の古天塩川の氾濫源や三日月湖に茂っていた植物が化石となったものであろう。川西層は美深層群の上位にあり、火成活動の弱まった時期の堆積物と考えられている。中新世において当地域での火山活動がほぼ停止したのは、800万～900万年ほど前であり、川西層の形成時期はそれ以降ということになる。

<注9 インプリケーション> 礫などが河川などの流水の方向に対して、安定した角度で形で配列することで、一般に上流方向側に斜めに傾く。

VI. 新生代第四紀の地質と地形

北海道中央部は、第四紀初頭にかけて火山活動の場となり、日本海側の山々では、その土台となる溶岩台地が形成され、内陸部と海岸部が山地で隔てられた。当地域はそれ以降、海の環境になることはなくなった。

最後の氷河時代、ウルム氷期を迎え、3万～1万年前には寒冷化がとくに進み、海水面は現在よりも140～80mも低下していた。道北の宗谷海峡とその両側の陸棚は広く陸化し、利尻島や礼文島は広い平原にそびえ立つ巨大な火山であった。そして北海道とサハリンは陸続きとなっていた。

2万年～1万5000年前は最寒期であり、カラマツを中心としたタイガ（寒帯林）が広がっていた。その後、現在の北海道に近い針広混合林となり、これらが泥炭層を形成した。この泥炭層は和寒町、剣淵町、士別市、風連町、名寄市の低地に連続して分布している。特に和寒町、北原小学校付近に分布する泥炭層は、6メートル以上にわたって欠落がなく、連続的に過去の環境が記録されている。そこから過去3万2000年間の古気候が復元され、ヤンガードリアス期（注10）に相当する亜氷期の証拠も見いだされ、「剣淵亜氷期」と名付けられた（小野・五十嵐，1991；五十嵐ほか，1993；Igarashi，1996）。現在はシベリアに分布しているグイマツの花粉を多く含む層準は、かつてこの地

域にも約1000年間の、寒さのぶり返しの時期があったことを示している。この寒い時期については、最近特に深層海流との関係で話題にのぼっている。この盆地に点在する泥炭層は、完新世の気候変動に対応した古文書として貴重な資料といえる（図25）。

また、周氷河性緩斜面やインヴォルーション（注11：写真23）も観察され（平松，1985）、さらに寒冷環境下における凍結破碎作用の結果生産されたと推定される角礫が、丘陵部の露頭にしばしば観察される。その典型的なものは、和寒町東山や三笠山などで見られる（小杉，1973）。これらの化石周氷河現象の存在は、氷河期の降雪量が現在よりも少なく、寒気が直接地表を覆っていたことを示している。また、寒冷地ペディメントといわれる、山地と低地の間を埋める緩斜面が多寄西方に見られる（写真24）。最近の研究でも、この一帯の山麓緩斜面は、露頭の観察をもとに、寒冷環境下において形成されたものと報告されている（矢田部，1998）。

<注10 ヤンガードリアス期> 北ヨーロッパやカナダで認められた、約11000年前～10000年前の、一時的な寒さのぶり返しの時期。

<注11 インヴォルーション> 周氷河地域の表層堆積物中に見られる、複雑な変形構造。凍結融解作用などによるもの。



写真23 士別市多寄の第四紀層に観察されるインヴォルーション



写真24 剣淵町十線の泥炭層

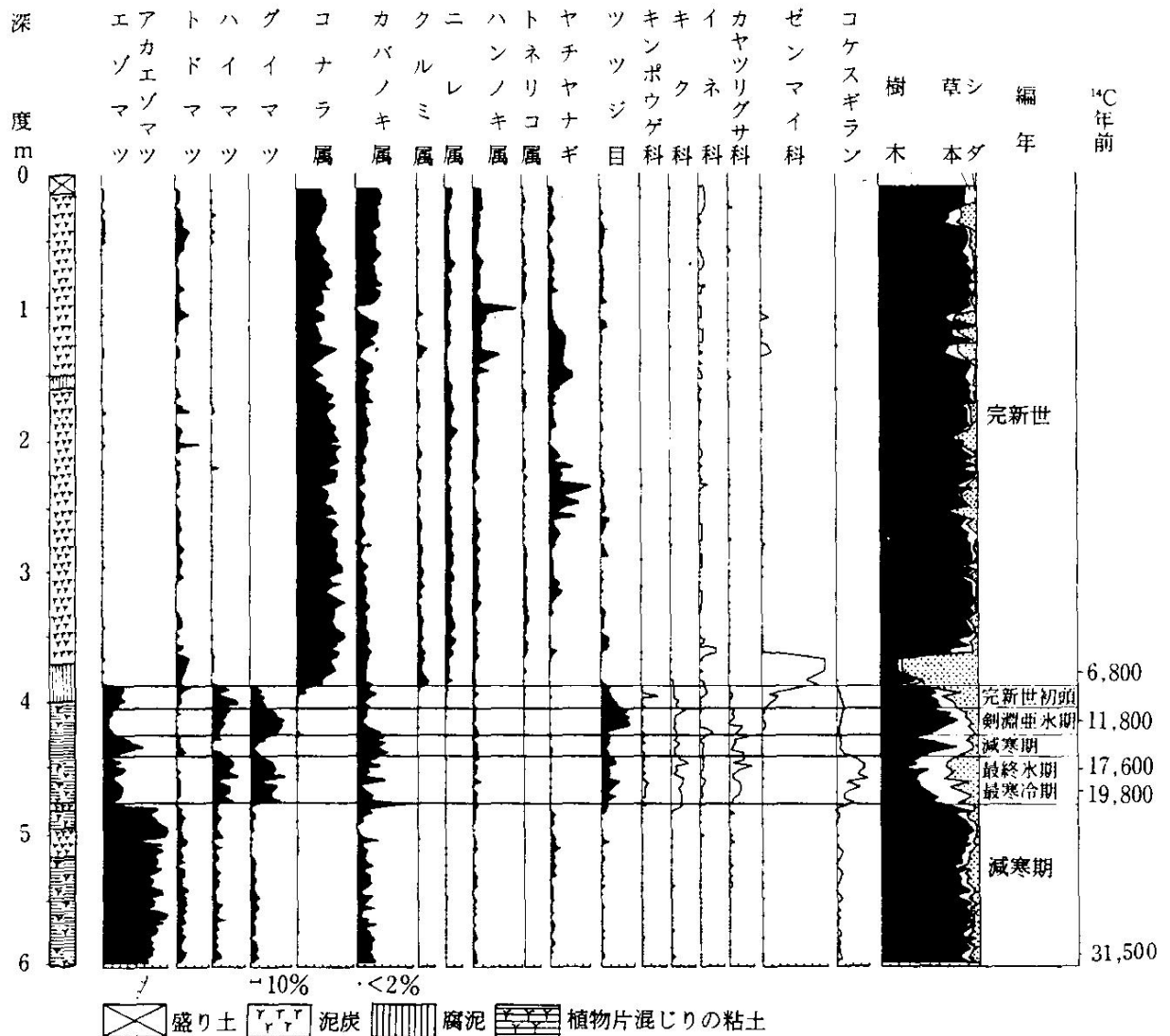


図25 剣淵盆地における32000年間の植生変遷(五十嵐・宮城・大丸・平松原図;北海道の自然史より)

剣淵層

剣淵層は、剣淵町に広く分布しており、その中の泥炭層は剣淵泥炭と呼ばれている。分布地の多くは田畑となっているため、観察することは困難であるが、道路工事を行っている際に観察することができる(写真24)。地表から1~2 m下に黒色の泥炭層があり、植物片が含まれている。炭素年代測定法により、54300±2400年前、31500±8100年前という値が得られている(大丸ほか, 1989)。剣淵層にはまた、カオリナイトを多く含み、鉄分の少ない粘土層があり、剣淵粘土と呼ばれて、窯業にも利用されている。

おわりに

士別周辺の身近な自然環境から、特に地質について、可能な限り文献を紹介しながら論を進めてきた。読みにくい箇所も多いかと思うが、地域の歴史について好奇心を持っておられる方々や、自然教育にたずさわる方々にとって、いくらかでも有益な資料となれば幸いである。

当地域には、特に中生代の地質形成史や、新第三紀の古地理に関する問題など、今後継続して研究すべき数多くの興味深い題材がある。本稿においても、剣淵町の黒色頁岩層が海溝壁直下の海溝充填タービダイトである可能性や、奥士別層の形成時代や古環境などについて簡単に触れたが、さらに調査研究を行い、より内容の濃い報告を行っていきたいと考えているところである。

筆者らの不勉強により、誤った記載や解釈も多々あるかと思うが、忌憚のない率直なご意見やご助言をいただきたい。

本稿の執筆に当たり、北海道教育大学岩見沢校の鈴木明彦助教授には奥士別層の貝化石の鑑定や岩石の年代測定結果についてご指導、ご協力をいただいた。北海道大学理学研究科の川村信人講師には野外調査の際に、ご指導とご助言をいただいた。また、士別小学校の石井彰洋さんには岩石薄片試料などの写真撮影で、ご協力とご助言をいただいた。最後になりましたが、ここに感謝の意を表します。

参考文献

- 赤羽久忠他(1999) : 温泉水の流れの中における珪化木形成実験. 地質学雑誌, 105号.
- 五十嵐八枝子他(1993) : 北海道の剣淵盆地と富良野盆地における32,000年間の植生変遷史. 第四紀研究, 32巻.
- Igarashi, Y (1996) : A LATEGLACIAL CLIMATIC REVERSION IN HOKKAIDO, NORTHEAST ASIA, INFERRED FROM THE LARIX POLLEN RECORD. Quaternary Science Reviews, Vol. 15.
- 石城謙吉・福田正巳(1994) : 北海道・自然の成り立ち. 北大図書刊行会.
- 石塚英男(1980) : 北海道, 神居古潭構造帯に分布する幌加内オフィオライトの地質. 地質学雑誌, 86号.
- 石塚英男他(1989) : 神居古潭変成帯のテクトニクス. 月刊地球, 120号.
- 伊藤 笙(1993) : 付加体が造った大地. 最新地球学, 朝日新聞社.
- 今泉真之(1984) : 幌加内峠地域神居古潭帯の塩基性岩の変成作用と産状. 岩鉱, 79号.
- 岩崎一郎他(1994) : 神居古潭帯(中央部). 日本地質学会第101年学術大会, 見学旅行案内書.
- 岩見沢地学懇話会(1986) : 空知の自然を歩く. 北海道大学図書刊行会.
- 植田勇人・川村信人(1999) : 北海道中軸帯南部三石地域における高圧変成付加体の上昇・陸化. 日本地質学会北海道支部1998年度支部総会個人講演要旨集.
- 大丸裕武他(1989) : 北海道風連・剣淵地域の段丘堆積物の¹⁴C年代と花粉分析試料. 北海道地理, No. 63.
- 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, 31号.
- 岡 孝雄(1991) : 士別の地形と地質. 士別市立博物館報告, 9号.
- 岡 孝雄(1994) : 名寄市の地質と地下資源. 道立地下資源調査所.
- 岡田博有(1979) : 北海道の地質とプレートテクトニクス. 月刊地球, 1.
- 岡村 真・木村 学(1989) : 四万十帯と北海道中軸帯. 月刊地球, 11.
- 小川勇二郎・三宅輝海(1980) : 下川鉱山及びその周辺の“輝緑岩”と泥質岩の堆積的・構造的産状. 総研A報告書.
- 小野有五・五十嵐八枝子(1991) : 北海道の自然史. 北大図書刊行会.
- 小山内照他(1970) : 5万分の1地質図幅「士別」および同説明書. 道立地下資源調査所.
- 加藤孝幸・中川充(1986) : 神居古潭構造帯超苦鉄質岩類の由来. 地団研専報, 31号.
- 加藤孝幸(1998) : 日高帯及び神居古潭帯の地質構造と岩石. 第5回北海道地域地質研究会講演要旨.
- 加藤幸弘・岩田圭示(1988) : 北海道北部, 剣淵東方, 東和地域に分布する“日高累層群”の再検討. 総研A報告書, 北海道中軸帯に分布する日高累層群の再検討.
- 鎌田耕太郎・平松和彦(1985) : 名寄盆地, 風連丘陵における多寄層の堆積環境. 士別市立博物館報告, 3号.
- 川村信人他・神居古潭団体研究グループ(1998) : 空知-エゾ帯の中生代変成付加コンプレックス. 地球科学, 52号.
- 紀藤典夫他(1986) : 空知層群と蝦夷累層群. 地団研専報, 31号.
- 君波和雄他(1985) : 北海道の中生界. 地球科学, 39.
- 君波和雄他(1986) : 北海道中生界の構造区分と層序. 地団研専報, 31号.
- 君波和雄(1986) : 北海道およびオホーツク海周辺域のテクトニクス. 地団研専報, 31号.
- 君波和雄他(1986) : 日高帯の中生界-日高累層群. 地団研専報, 31号.
- 君波和雄(1989) : 北海道周辺のテクトニクスに関するいくつかの新提案. 月刊地球, 120号.
- 君波和雄・小松正幸・川端清司(1992) : 士別市犬牛別川地域の空知層群および下部蝦夷層群の碎屑岩組成とその意義. 地質学論集, 38号.
- 木村 学(1986) : 北海道北部の地質断面図. 北海道の構造帯-岩石学とテクトニクス, 1.
- 木村敏雄他(1993) : 日本の地質, 東京大学出版会.
- 清川昌一(1989) : 北海道中軸帯の断面. 月刊地球, 120号.
- Girard, M et al (1991) : Acidic volcanic products in lower Cretaceous deposits of the Sorachi-Yezo Belt, Hokkaido, Northeast Japan. 地質学雑誌, 97.
- 経済企画庁(1974) : 土地分類基本調査(国土調査)5万分の1図幅「士別」および同説明書.
- 小杉健三(1972) : 和寒付近の残丘上のソリフラクション堆積物. 東北地理, 25.
- 酒匂 純俊(1952) : 5万分の1地質図幅「奥士別」および同説明書. 北海道開発庁.
- 酒匂 純俊他(1955) : 5万分の1地質図幅「下川」および同説明書. 北海道開発庁.
- 酒匂 純俊他(1959) : 士別市の地質と地下資源. 北海道立地下資源調査所.
- 柳原正幸他(1997) : 北海道中央部比布地域のチャートゼノリスを含む緑色岩類の岩石学的特徴および形成年代. 地質学雑誌, 103.
- 柴田 賢・石原舜三(1981) : 北海道日高帯の花崗岩類のK-Ar年代. 地質学会88年学術大会講演要旨, 342.
- 柴田 賢・棚井敏雄(1982) : 北海道第三紀火山岩類のK-Ar年代. 総研成果報告書, 北海道新第三系層序の諸問題.
- 白水 晴雄(1992) : 石のはなし, 技報堂出版.
- 鈴木明彦・向井正幸(1996) : 北海道中央部, 美瑛・砂川地域の中新統から産出した滝の上動物群. 地球科学, 50号.
- 鈴木 守・松井公平(1975) : 下川町の地質および環境地質. 道立地下資源調査所.
- 菅原 誠他(1993) : 北部北海道下川地域の中新

- 世火山岩類のK-Ar年代と岩石学的特徴. 日本地質学会北海道支部92年度例会講演要旨集.
- 平 朝彦(1990) : 日本列島の誕生. 岩波新書, 148.
- 田近 淳(1989) : 日高帯北部の白亜紀「付加体」. 月刊地球, 120号.
- 千葉とき子他(1996) : かわらの小石の図鑑. 東海大学出版会
- 道北地方地学懇話会(1995) : 道北の自然を歩く. 北海道大学図書刊行会.
- 中村耕二他(1980) : 5万分の1地質図幅「西興部」および同説明書. 道立地下資源調査所.
- 新井田清信(1985) : 中生代の海洋底を探る. 続北海道5万年史, 第IV部.
- 新井田清信・紀藤典夫(1986) : 北海道における白亜紀島弧-海溝系. 地団研専報, 31号.
- 新井田清信(1987) : 神居古潭帯の構成. 松井愈教授記念論文集.
- 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.
- 日本列島の地質編集委員会 理科年表読本 : 日本列島の地質.
- 橋本 亘他(1965) : 5万分の1地質図幅「添牛内」および同説明書. 北海道開発庁.
- 長谷川美行(1988) : 奥士別南方の日高累層群の放散虫, コノドント年代. 総研A報告書, 北海道中軸帯に分布する日高累層群の再検討.
- 平松和彦(1985) : 士別市周辺の周氷河地形について. 士別市立博物館報告, 3号.
- 平松和彦(1991) : 泥炭からみつかった「寒さ」の証拠. 道北日報, 1991年1月1日.
- 平松和彦(1998) : 天塩川上流域の魅力. 北海道新聞, 1998年2月12日.
- 保柳康一他(1994) : タービダイトと浅海堆積物の堆積シーケンス. 日本地質学会第101年学術大会, 見学旅行案内書.
- 堀 利栄(1997) : 層状チャートの化学組成と堆積環境. 月刊地球, 19号.
- 堀江健二(1989) : 和寒町蛇紋岩地帯の植物相. 士別市立博物館報告, 7号.
- 堀江健二(1990) : 士別市石灰岩地帯の植物相. 士別市立博物館報告, 8号.
- 堀江健二(1991) : 士別市蛇紋岩地帯の植物相. 士別市立博物館報告, 9号.
- 前川寛和(1986) : 北海道中部, 美瑛周辺地域からみた神居古潭変成岩類の形成プロセス. 地団研専報, 31号.
- 松井 愈他(1984) : 北海道創世記. 北海道新聞社.
- 松下勝秀他(1977) : 5万分の1地質図幅「剣淵」および同説明書. 道立地下資源調査所.
- 丸山茂徳(1993) : プレート運動は38億年も前から. 最新地球学, 朝日新聞社.
- 三宅輝海他(1981) : 下川オフィオライトの変成作用と鉱床の成因. 日本のキースラーガーの鉱床学的研究成果報告書.
- 宮坂省吾他(1986) : 礫岩組成からみた中央北海道の後期新生代山地形成史. 地団研専報, 31号.
- 宮下純夫(1989) : 日高帯の緑色岩帯の形成場とテクトニクス. 月刊地球, 120号.
- 矢田部弘章(1998) : 北海道名寄盆地の化石周氷河現象と重粘土. 日本地理学会発表要旨集, 53号.
- 山崎敏嗣・岡村行信(1989) : 海山の沈み込みと海溝陸側斜面の変形. 月刊地球, 120号.
- 八幡正弘(1997) : 北海道におけるセラミック資源. 郷土と科学, 110号.
- 脇坂浩二(1997) : 付加体と海洋プレート層序. 地球科学, 51.
- 渡辺暉夫・芝草英彦・中川充(1986) : 神居古潭帯の変成作用の特徴とメランジの概要. 地団研専報, 31号.
- 渡辺 寧・山口昇一(1988) : 北部北海道名寄-旭川地域の中新生火山岩のK-Ar年代とその造構場. 地球科学, 42.
- 渡辺 寧(1988) : 中央北海道日高帯“ウエンシリ地塁”の変形構造. 地質学雑誌, 94.
- 渡辺 寧他(1991) : 北海道北東部北見グリーンタフ地域の新生代玄武岩のK-Ar年代. 地質学雑誌, 97.