

士別周辺域の中生代の地質

岡本 研* 石井彰洋** 平松和彦***

* 士別高等学校 (士別市立博物館特別学芸員)

** 士別小学校 (" ")

*** 旭川西高等学校 (" ")

はじめに

士別市を中心とした地域は北海道中軸帯に属し、中生代の多種の地層や岩石が観察される。中生代ジュラ紀から白亜紀にかけての連続的な地層が存在し、岩石の種類も変成岩類・深成岩類・堆積岩類・火山岩類など様々である。こうした多彩な岩相は、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。本稿は、2000年6月に実施された地学教育ネットワーク(日本地質学会北海道支部・地学団体研究会北海道支部・地学教育研究会)主催の士別巡検資料に基づき、当地域の中生代の各地質体についての解説を行い、いくつかの研究課題を挙げてみたい。

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)、「名寄市の地質と地下資源」(岡, 1993)、「天塩川上流域の地質」(岡本・平松, 1999)などがある。

当地域の中生代の地質

当地域には中生代の地質区分のうち、空知・エゾ帯・イドンナップ帯・日高帯が存在している(Fig.1)。空知・エゾ帯にはジュラ紀～白亜紀前期の幌加内(空知)オフィオライトと白亜紀前期～後期の蝦夷累層群、そしてジュラ紀～白亜紀前期の神居古潭変成岩類が分布し、イドンナップ帯には白亜紀前期の東和コンプレックスや弥栄川緑色岩体などが、日高帯には白亜紀後期の日高累層群(含下川オフィオライト)が分布する。当地域において古第三紀の日高累層群は報告されていない(Table 1)。

幌加内オフィオライトは、緑色岩類やチャートなどからなる空知層群と、下位の超塩基性岩類・角閃岩類・斑れい岩類などより成り、地域西部の士別市温根別から幌加内町にかけて観察される。幌加内オフィオライトは神居古潭変成岩類に衝上し、その上位には蝦夷累層群の砂岩泥岩層が累重する。蝦夷累層群は士別市温根別から幌加内町にかけて、主に上部～中部が分布するが、南西部地域には下部蝦夷層群も分布しており、犬牛別川流域において空知層群と整合関係にあることが確認されている(君波ほか, 1992)。

地域中央部にはイドンナップ帯があり、いくつかの地質体が存在するが、当地域においてこれらを統括した呼称はない。緑色岩を中心とした複合岩体とタービダイトが、和寒町東和・剣淵町桜岡・剣淵町弥栄川・士別市武徳などに観察される。日高帯との境界については、いくつかの境界線が提案されている。

地域東部は日高帯であり、士別市上士別・中士別、朝日町、下川町などに、日高累層群が広く分布する。日高累層群は黒色頁岩と緑色岩を中心とする付加体であり、下川オフィオライトと上士別コンプレックスを含む。これらの各地質体の分布は、当時西方に大陸が存在する海溝の周辺域において形成されたものであることを示している。

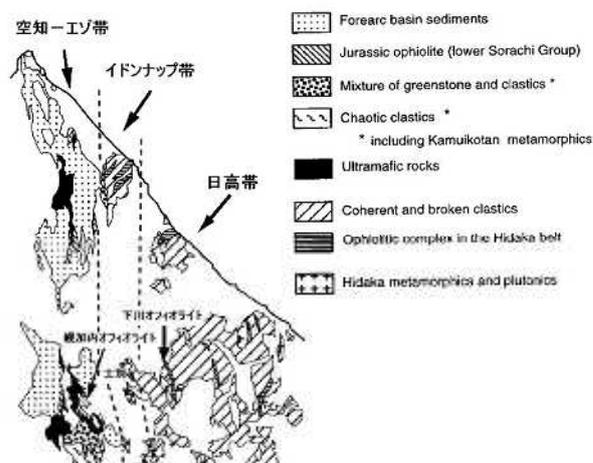


Fig.1 北海道中軸帯の地質(宮下, 1997を一部変更)

空知 - エゾ帯の地質

1. 幌加内オフィオライト

当地域の空知・エゾ帯には、幌加内オフィオライト、神居古潭変成岩類、及び蝦夷累層群が分布している。幌加内オフィオライトは、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、犬牛別川上流域では、空知層群のチャート・緑色岩類(枕状溶岩及びハイアロクラスタイト)・玄武岩質凝灰岩、そして下位の角閃岩(片状及び塊状)・蛇紋岩・かんらん岩が観察され、これらにドレライト・閃緑岩・斑れい岩の岩脈が貫いている(石塚, 1980)。チャート中の放射虫化石より、空知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おり、当地域でも空知層群上部のチャートより late Kimmeridgian ~ early Tithonian, 珪質頁岩より late Tithonian ~ Valanginian, 頁岩より late Valanginian ~ Barremian の年代が得られている(Ishizuka et al, 1983; 君波ほか, 1985; 君波ほか, 1992)。

これら一連のオフィオライト層序は、三畳紀にパンサラッサ海で生成したイザナギプレート上に、ジュラ紀の海洋プレート内火成活動によって「空知海台」が生じ、それがプレートとともに北上し、白亜紀初期に付加体となったものと説明される(岡村・木村, 1989; 清川, 1989; Kimura et al, 1994)。また、従来より空知層群は「トラップされた海洋地殻」ともいわれられており、この表現においては空知層群は付加体とはみなされない。つまり、海溝の東方への移動、または新たな海溝が東方に形成されたことによって、海溝と大陸の間に海洋プレートが取り残されたとするものである(新井田・紀藤, 1986など)。以下に幌加内オフィオライトの各メンバーについて述べる。

代	紀	絶対年代 (Ma)	地 層 名		
			空知 - エゾ 帯	イドンナップ帯	日 高 帯
新生代	第三紀	6.5			
		9.0	蝦夷累層群 (前弧海盆堆積物)	刈分川層 (タービダイト)	日高累層群 (付加体/タービダイト)
中生代	白亜紀	12.0		幌加内オフィオライト (上部マントル及び海台付加体/海洋地殻)	東和コンプレックス 弥栄川緑色岩体 (海山付加体)
		13.0	神居古潭変成類 (付加体深部)		
		14.6			
代	ジュラ紀	20.8			

Table.1 士別周辺域の中生代の地質層序表

(1) 超塩基性岩類

地域西部士別市温根別には、蛇紋岩が広く分布し、とくに温根別ダム付近に連続した露頭が観察され、斑れい岩や微閃緑岩の岩脈によって貫かれている (Stop 4)。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)。また、幌加内町の北東に分布する犬牛別岩体にはダナイト、ハルツパーズジャイトが分布している。蛇紋岩はこれらのかんらん岩

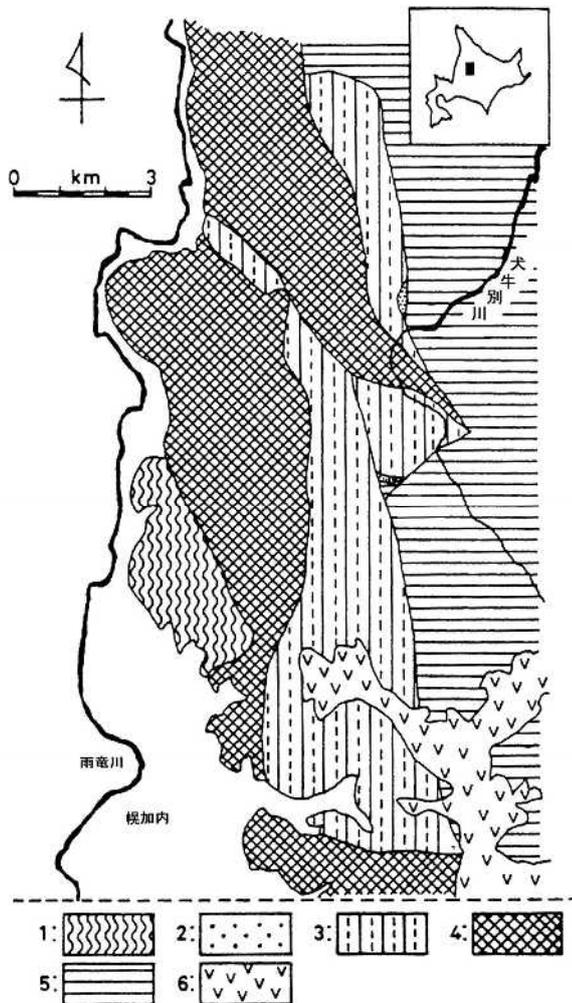


Fig.2 温根別地域の地質図 (Ishizuka, 1983)



Fig.4 士別市温根別五線川の蛇紋岩化したかんらん岩 (転石). クロスニコル, x 52 (Stop9)



Fig.3 士別市温根別ダムの、斑れい岩と接触部の蛇紋岩 (Stop4). 写真右側 (斑れい岩側) は変質しており、透閃石が生じている。(オープンニコル, x 52).

や輝岩を原岩とするものであるが、かんらん岩の起源としては海嶺下の上部マントル起源、島弧地殻内の火成活動による部分熔融によるマグマの分化作用などの考え方がある。

和寒町福原には、かんらん石が残存した蛇紋岩が分布しており(猪木ほか, 1958; 酒匂, 1959), 温根別五線川上流では転石として、やや蛇紋岩化を受けたかんらん岩が認められる(Fig.4)。

(2) 斑れい岩

幌加内オフィオライトの斑れい岩は、士別市温根別マムシ沢や五線川上流で観察される(Stop 9)。等粒状組織を持つものの他、濃淡の明瞭な縞状構造を持つものもあり、キュームライト(塩基性層状分化岩)と思われる。また、和寒町福原では蛇紋岩中に異剥石斑れい岩(Diallage gabbro)が観察される(Fig.5)。これは、単斜輝石と斜長石からなる、著しく粗粒の斑れい岩である。



Fig.5 和寒町福原の異剥石斑れい岩

(3) 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、温根別ダム付近から五線川にかけての地域では、塊状及び片状角閃岩が観察される(Stop5・8)。中にはかなり強い片状組織が見られるものもある(Fig.6)。当地域の角閃岩類は玄武岩及び斑れい岩が変成されたものと考えられており(酒匂, 1959; 石塚, 1980), 様々な種類の角閃岩はその原岩構造を残したものとされる。幌加内町の神居古潭帯の角閃岩からは白亜紀前期の145Ma ~ 132Maの変成年代が得られている(今泉・植田, 1981)。

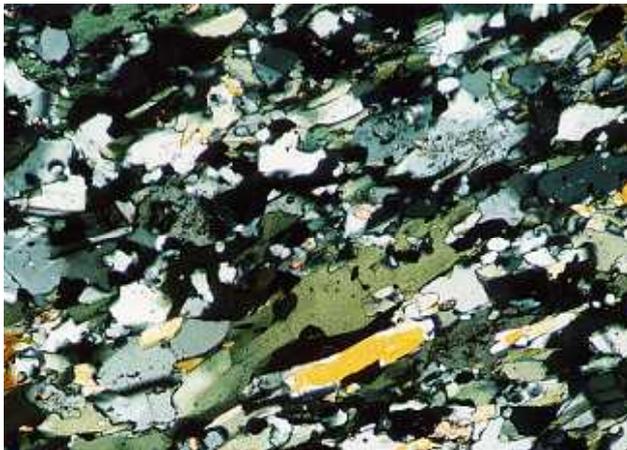


Fig.6 士別市温根別の片状角閃岩(クロスコト、×52)

(4) 緑色岩類

空知層群の緑色岩類は、士別市温根別の五線川、マムシ沢や幌加内町で観察され(Stop 6), 枕状溶岩や角礫岩が存在する(Fig.6)。枕状溶岩は水深3000m以深の海底での玄武岩質溶岩の噴出を示し、角礫岩はハイアロクラスタイトと考えられ、これは枕状溶岩の山体が崩壊することによって形成されたと考えられている(石塚, 1980)。岩石の化学分析により、空知層群の緑色岩類の多くは、MORBタイプの緑色岩であるとされ(石塚, 1980; Ishizuka, 1981; 紀藤ほか, 1986), その後の研究では海台を起源とする緑色岩(深海海台ソレアイト)であるという(岡村・木村, 1989; Kimura et al, 1994)。



Fig.7 士別市温根別五線川の枕状溶岩(Stop 6)

(5) 堆積岩類

当地域において、空知層群のチャートは士別市温根別の五線川流域でわずかに観察される(Fig.8; Stop 7)。これは空知海台が北上する際に、海台上に降り積もった放散虫遺骸によって形成された岩石である。五線川のチャート中の放散虫化石よりlate Kimmeridgian ~ early Tithonianの年代が得られており(Ishizuka et al, 1983; 君波ほか, 1985), その上位の珪質頁岩からはlate Tithonian ~ Valanginian, 頁岩よりlate Valanginian ~ Barremianの年代が得られている(Ishizuka et al, 1983; 君波ほか, 1985; 君波ほか, 1992)。これらは白亜紀前期に海台は大陸に接近・付加したことを示している。また、五線川南方では風化した凝灰質砂岩や緑色泥岩も観察され、海底火山活動があったことを示している(君波ほか, 1992)。

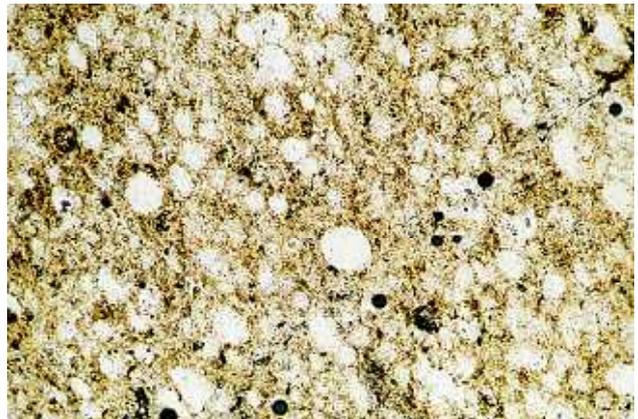


Fig.8 士別市温根別五線川の放散虫チャート(Stop 7) オープンニコル, ×52

2. 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、上部蝦夷層群(北線層)の泥岩より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(*Pachydiscidae*, *Neophylloceras.sp*, *Phyllopachyceras.sp*, *Hauericeras.sp*, *Damesites.sp*, *Tetragonitidae*, *Polyptychoceras.sp*, *Inoceramus Japonicus*, *Pachydiscidae*, etc). 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、地域南西部には下部蝦夷層群も分布しており、犬牛別川上流域においては、空知層群と整合遷移の関係にあるといわれている(君波ほか, 1992)。

温根別市街地南方の採石場では、中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(Stop10)。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。また、緑色チャートを含む細礫岩がわずかに観察され、碎屑物の供給地に深海底堆積物があることがわかる。温根別のオロウエンベツ川や十七緑沢においても中部蝦夷層群と思われる地層中に同様の細礫岩が認められる。

温根別中線川の溜め池付近では、層厚約130mに渡って中部蝦夷層群基底部の礫岩層が露出し、下部蝦夷層群の泥岩主体の砂岩泥岩互層を整合に被っている(Fig.9; Stop11)。主として1～3m程度の礫岩から砂岩への明瞭な上方細粒化を示すユニットの積み重なりで、泥岩はわずかである。礫質部はclast-supportedの円礫であり、中礫が主体であるが、人頭大～細礫まで様々なものがある。ユニット内の礫の分級は比較的良好であるが、希に数十cm径の礫が入り込むことがある。露頭内での粒径の側方変化はほとんど認められず、地層はよく連続している。erosional baseは発達しない。礫種構成については定量的調査を行っていないため、詳細は今後報告する予定であるが、主として流紋岩・安山岩・珪長質岩であり、チャート・黒色頁岩なども含まれる。人頭大の大きな礫は流紋岩が多い。

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碎屑物が堆積したものであり(岡田, 1979; 君波ほか, 1992)、道内の広い地域で認められる中部蝦夷層群の基底礫岩は、後背地のテクトニックな隆起と、それによって生じた深海チャネル浸食によるものとされている(七山, 1997など)。

白亜紀前期の空知海台上部の付加の後、海台下部の沈み込みが起き、海洋プレートに浮揚力が働いて、プレートの沈み込みの角度が浅く変化した(太田, 1999)。海溝陸側は隆起し、前弧の崩壊が起きて海溝に流れ込み、沈み込むプレートによって下方浸食が行われる。その結果、前弧域が沈降して前弧海盆が形成されることとなった。始めはタービダイト(下部蝦夷層群)が海盆に堆積を開始し、海盆を埋積していく。この下部蝦夷層群の碎屑物の供給地は、碎屑物組成より礼文・樺戸帯よりも西方の渡島帯が推定されている(君波ほか, 1992)。その後、碎屑物の供給は、大陸と海溝の間に存在していた火山性の島弧に移り、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、大陸からの碎屑物は東側海底に堆積した(君波ほか, 1986; 岡田, 1979; Girard et al, 1991)。



Fig.9 士別市温根別中線川(Stop11). 中部蝦夷層群と下部蝦夷層群との境界部

3. 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で観察され、蛇紋岩に取り囲まれるように分布する(Fig.2)。結晶片岩類、変成チャート、角閃岩、結晶質石灰岩等より構成され(石塚, 1980など)、その原岩は、玄武岩質岩、泥岩、チャート、石灰岩などである。これらは多量の蛇紋岩を伴っており、こうした構成は神居古潭変成岩類がもともと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)。この付加体は海溝深部において高圧変成作用を受けており、ここでは低圧型の変成作用を受けた幌加内オフィオライトは神居古潭変成帯のメンバーに含まない。

(1) 高圧変成帯の形成

神居古潭変成岩類は、ジュラ紀後期～古第三紀前期にかけて生成され、その上昇は白亜紀前期から新第三紀中新世に及ぶ。形成の場は西方への沈み込み帯である海溝深部であり、ここで東側の海洋から、海台(空知層群)下部・海山や碎屑物(イドナップ帯)・遠洋性堆積物(日高累層群)などが底付け(underplating)され、これらが原岩となっていると考えられている(岩崎ほか, 1993; 植田ほか, 1994; 川村ほか, 1998; 太田, 1999など)。

神居古潭変成帯には多量の緑色岩が含まれる。これらの化学分析により、深海海台ソレライトに類似する緑色岩であるとされ、スーパーブルームを起源とする海台を起源とするものと考えられている。空知海台上部は白亜紀初期に付加したが、下部は海溝深部に運ばれ、高圧変成を受け、神居古潭変成岩類となった(榊原ほか, 1999)。しかし、高圧変成作用を受けた変成岩類には、海山・海洋島起源と考えられるアルカリ玄武岩も含まれている(川村ほか, 1998など)。

また、西側の海溝陸側斜面に露出する幌加内オフィオライトの一部も崩壊し、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、高圧変成を受けたものも考えられており、リサイクルモデルと呼ばれている(前川, 1986; 新井田・紀藤 1986)。この変成作用と上昇機構については、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)。

幌加内の神居古潭変成岩類の変成年代は、白亜紀前期の120Ma～145Maの年代が得られており(今泉・植田, 1981; 滝上, 1987; Shibakusa and Itaya, 1992)、他地域の神居古潭変成帯と比較して古い年代を示している。しかし

一方では、100Ma 前後や 180Ma という報告もあり、幅広い年代値が得られている(滝上, 1985 ; 太田ほか, 1991)。

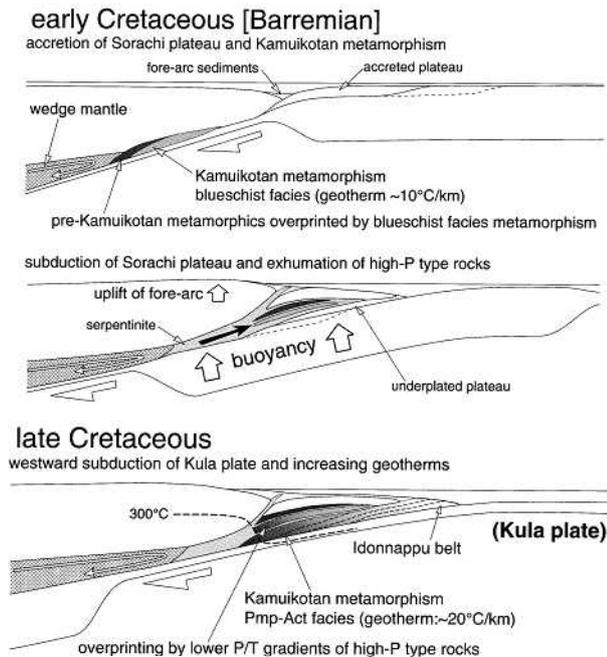


Fig.10 空知海台の付加と神居古潭変成作用(太田, 1999)

(2) 高圧変成帯の上昇

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前期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・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)。

高圧変成岩類の上昇機構については、海洋プレートの沈み込みの角度が重要な要因と考えられ、海台の底付けや、新しいプレートの沈み込みなどによって浮揚力が働くという説がある(丸山, 1990 ; 太田, 1999)。また、underplatingの促進が付加体を厚化させ、海溝深部の高圧変成岩類をジャッキアップするという考えもある(Platt, J.P., 1986)。神居古潭変成岩類の上昇機構はまだ十分に解明されておらず、蛇紋岩との関係においても、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)。

イドンナップ帯の地質

日高帯の西側地域において、道内各地で多数のメランジュの存在を特徴とする地質体が観察され、これらの分布する地域は「イドンナップ帯」と呼ばれている。イドンナップ帯は空知海台の付加に引き続く白亜紀前期～後期の付加体であるとされ、形成前期は海山の衝突付加と海溝陸側斜面の崩壊物の堆積を中心とし、後期は砕屑物を中心とした付加体及びタービダイトであり、海溝部において種々の地層がmixされた地質体である(木村, 1986・植田ほか, 1994)。

当地域でイドンナップ帯に属すると考えられるものとしては、地域中央部の剣淵町弥栄川の緑色岩体・和寒町東和の

複合岩体(東和コンプレックス)・士別市武徳の緑色岩体・剣淵町桜岡の砂岩泥岩互層などがある。当地域において、イドンナップ帯という地質分帯を意識した上での研究は少なく、これらを統括した地層名は命名されていない。また、これらの緑色岩について十分な研究が行われているとはいえ、現在進行中の化学分析の結果によって、その起源や時代などについての新たな見識が得られるであろう。

1. 東和コンプレックス

東和コンプレックスは、泥質岩中に緑色岩類(ハイアロクラスタイト・枕状溶岩)、層状チャート、砂岩、石灰岩を含むメランジュである(加藤・岩田, 1986)。かつていくつかの好露頭が見られたが、現在観察できる露頭はわずかである。東和小学校西側の露頭(Stop 3)では、泥質岩・緑色岩・チャートが複雑に絡み合っている様子が観察される。

露頭中央部は、緑色泥質岩を基質とし、数十センチ～数メートルのオーダーで砂岩とチャートがブロックとして取り込まれている。緑色～灰色のチャートが、ブーダン状に挟み込まれているものも観察される。また、剪断変形組織と思われる含礫泥岩層も存在し、薄い黒色泥岩中に数センチの垂角礫を含む。

露頭西側と東側の、塊状緑色岩の一部には激しい発泡孔が見られ、発泡孔の多くは石英や方解石で充填されている(Fig.11)。これらは海山起源の、比較的浅い海底での玄武岩質溶岩の噴出によるものと思われる。

露頭の一部では発泡が泥質岩との接触部やや上方に見られ、泥質部は層理に平行な石英脈が発達している場合がある。宮下(1999)は下川オフィオライトの緑色岩の研究において、深海底と推定される環境下における玄武岩の激しい発泡孔の成因について、含水未固結砕屑物中に玄武岩質マグマが貫入する事により、シート下位の熱水から二酸化炭素がマグマ中にもたらされ、発泡の原因になったと考えている(Fig.12)。東和コンプレックスを始めとして、当地域のイドンナップ帯と日高帯の緑色岩のいくつかに観察される発達した発泡孔も、同様の成因であるものも含まれている可能性があるが、今後産状などについての詳しい調査が必要である。露頭の地質構造は大変に複雑であり、必ずしも前述のような産状が示されているとは限らず、発泡した玄武岩は、一般的にいわれている海底火山の浅海での溶岩の噴出によるものと、深海ながら未固結砕屑岩中に貫入したものが混在し



Fig.11 東和コンプレックスの緑色岩中の発泡孔。方解石や石英で充填されている。スケールの1目盛は0.5mm

ていると思われる。

このように、東和コンプレックスは海溝壁付近において、遠洋性の堆積物、海山、大陸側の海溝斜面崩壊物が mix されたものと考えられる。形成年代は、その基質を成す泥質岩中の放散虫化石により、白亜紀前期 (Valanginian ~ Aptian) とされている (加藤・岩田, 1986)。

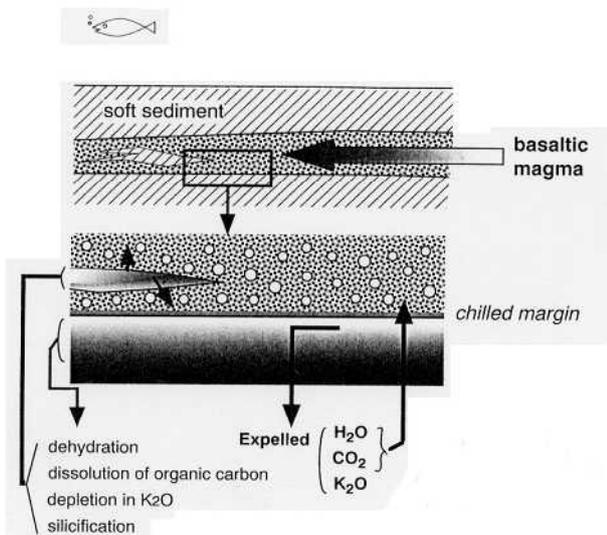


Fig.12 玄武岩質シルの未固結堆積物中への貫入による相互反応。(宮下1999)

2. 弥栄川緑色岩体

剣淵町弥栄川流域には、緑色岩を主体とする4カ所の露頭があり、これら一連の緑色岩体をここでは弥栄川緑色岩体と呼ぶ。

Loc.1 国道 40 号線沿いの八線橋付近にある建設資材置場裏の露頭では、枕状溶岩が観察される (Fig.13)。露頭は著しく風化しているが、枕状溶岩の上位には玄武岩質角礫岩 (ハイアロクラスタイト?) も観察される。

Loc.2 弥栄川と国道 40 号線の交点付近の崖の露頭では、玄武岩質角礫岩・塊状緑色岩・緑色泥質岩が見られる。塊状緑色岩は 1 ~ 3 m ほどの厚さで、一部に発泡孔が認められる。



Fig.13 剣淵町弥栄川・イドンナップ帯の枕状溶岩 (Loc.1)

Loc.3 Loc.2 の露頭の東側の道路沿いの露頭は、風化と崩壊が進み、現在は観察が困難となったが、泥質岩中に緑色岩体を包含し、その緑色岩中に多数の石灰岩ゼリスを含む。石灰岩ゼリスは数メートルから数センチのものまで様々で、主として赤色～白色の大理石であり、希に層状構造が認められるものもある。その他にも赤色～白色の変成チャートによる角礫岩や、玄武岩質の角礫岩のほか、砂質及び泥質ホルンフェルスも観察される。全体として強く熱変成を受けているが、付近に新期の時代の貫入岩体などは知られていない。



Fig.14 弥栄川の緑色岩中の石灰岩ゼリス (Loc.3)

Loc.4 Loc.3 のさらに上流側の露頭では、緑色泥質岩・塊状緑色岩・緑色層状チャートが観察される。塊状緑色岩中には多数の発泡孔が見られ、黄鉄鉱粒が含まれる。緑色チャート中には放散虫化石が見られる。

それぞれの露頭において様々な構成が観察され、空知層群との類似性も高い。現在のところ、形成年代や緑色岩組成などについての報告は行われていないが、白亜紀前期の形成といわれる東和コンプレックスとは比較的近い位置にあり、ほぼ同時期の白亜紀前期の形成と推定される。今後詳しい研究が行われることになるであろう。

3. 武徳緑色岩体

士別市武徳の溜め池付近では、緑色岩体が小丘を形成している。著しく破碎と風化を受けており、構造などの詳細は不明であるが、丘全体が緑色岩からなる。近傍にはチャートの産出が報告されており、その放散虫化石より白亜紀前期 (Barremian ~ Aptian) の形成といわれる (加藤・岩田, 1986)。基質年代が不明であるため、この地質体の帰属の議論は困難である。緑色岩を含む当地域のイドンナップ帯である東和コンプレックスの基質年代は、白亜紀前期の Valanginian ~ Aptian を示し、チャートはそれよりも古いと推定されている (加藤・岩田, 1986)。それに対して、武徳緑色岩体付近のチャート年代は、やや新しい傾向にある。したがって、この地質体は日高帯に含まれる可能性が高いが、チャートと緑色岩との関係が不明であり、今後、基質年代の測定や、緑色岩の化学分析などによって、その帰属が明らかになっていくであろう。

4. 刈分川層

剣淵町桜岡付近には、刈分川層と呼ばれる黒色頁岩・細粒砂岩の互層が分布する。狭い地域にしか露出しておら

ず、桜岡貯水池北方に限られる。ここでは、岩相の異なる2カ所の露頭が存在し、両露頭の距離はわずかに数十メートルを隔てているのみである。



Fig.15 剣淵町刈分川の砂岩泥岩互層(北側露頭)

北側の露頭(Stop1)では、黒色頁岩と細粒砂岩の等量の互層が観察され、強い剪断と褶曲構造が見られる(Fig.15)。この露頭西側の砂岩層中には、黒色泥岩の rip-up clast が見られ、堆積時の流動を思わせる。このことは、この地層が海溝を越えた遠洋性堆積物ではないことを示し、おそらくタービダイトであろう。なお、この露頭の黒色頁岩中の放散虫化石により、形成年代は白亜紀後期(early Cenomanian)であるといわれている(加藤・岩田, 1986)。

一方、現在は観察できなくなったが、これと向かい合っていた南側の露頭(Fig.16; Stop2)においては、以前は非常に均質で新鮮な黒色頁岩層が観察された。黒色頁岩には非常に薄い平行ラミナが見られ、緑色珪質頁岩層を挟み、黄鉄鉱粒を頻繁に含んでいる。これらの特徴は、この地層が還元性の水流の影響の少ない環境、すなわち深海環境(CCD前後)において堆積したものであることを示している。

これまでこの2つの露頭を区別した報告は行われていないが、両者は異なった堆積環境を示しており、時代論を含めて再検討すべきである。



Fig.16 剣淵町刈分川の黒色頁岩層(南側露頭;Stop2)

5. 比布周辺地域

東和コンプレックスと、近隣地域の当麻町や旭川市(比布町)突哨山のメランジュとの類似性は以前より指摘されている(加藤・岩田, 1986; 長谷川, 1988)。突哨山のトンネル建設工事が行われていた際に(1998年頃)、突哨山先端の石灰岩体西側に含礫泥岩層が観察されている(岡本・平松,

1999)。この含礫泥岩は蝦夷累層群(鷹栖層)とされているが、黒色泥岩中に緑色チャートの角礫を含んでおり、突哨山の石灰岩体が海溝斜面を滑り落ちた際の大規模な深海底の地すべりの発生が推定される。また、この地域は地理的には空知・エゾ帯と日高帯の境界部にあたり、イドンナップ帯に属する可能性もある。

しかし榊原ほか(1997)は、比布地域の緑色岩体は神居古潭変成帯に属すると考えており、空知海台におけるジュラ紀のプレート内火成活動によって形成されたものであると推定している。比布町の緑色岩体は、剣淵町や和寒町の各地質体と共通点が多く、白亜紀前期には、和寒町東和・剣淵町東部・旭川市突哨山・比布町にかけて、斜面崩壊が起き、混濁流が発生するような海溝壁が形成されており、海底火山などが付加していたのではないだろうか。

イドンナップ帯における諸問題

1. 複合岩体の起源

東和コンプレックスを始めとする剣淵町から和寒町にかけての複合岩体は、露出状態が不良のため確認できない場合も多いが、泥岩を基質としているものと思われる。岩塊は枕状溶岩やハイアロクラスタイトを主体とし、チャート・石灰岩・碎屑岩類などが含まれている。弥栄川の緑色岩体(Loc.2)には、前述のように石灰岩ゼノリス、ホルンフェルスなども存在し、海山(海洋島)を中心とした付加体と考えられる。その形成年代は東和コンプレックスでのみ得られているが白亜紀前期であり、イドンナップ帯西帯の特徴を有している。また、これらのいくつかの緑色岩中には前述のように発達した発泡孔が観察されることが多く、これらはイザナギプレート上の海底火山が、白亜紀前期に付加したものと考えてさしつかえなさそうである。今後はチャートや基質泥岩中の放散虫化石などによる年代決定や、緑色岩の化学分析による検討が必要であろう。

2. 刈分川層の形成環境

東和コンプレックスと弥栄川緑色岩体の中間地点の剣淵町桜岡には、白亜紀後期の地層とされる「刈分川層」が分布している。前述のように、刈分川層と呼ばれている地層には岩相の異なる二種類のものが認識されており、これらの起源についてはいくつかの解釈が可能である。

地域北側の「刈分川層」は、加藤・岩田(1986)において、その放散虫年代より「中部蝦夷層群相当層」とされている。薄い細粒砂岩と黒色泥岩の規則正しい互層であり、砂岩ブロックや砂岩中の rip-up clast が観察され、激しく褶曲している。これは白亜紀後期に、西方の海溝陸側斜面からイドンナップ付加体上に直接堆積した海溝充填タービダイト、または海溝斜面堆積盆の堆積物である可能性がある。もしそうであるとすると、刈分川層は、前弧海盆からあふれ出した蝦夷累層群という解釈が成り立ち、イドンナップ帯に堆積した「蝦夷累層群の延長の堆積物」といえるのではないだろうか。

一方、南側露頭の珪質頁岩を含む黒色頁岩層については、深海底の静かな堆積環境が示されることから、海溝充填タービダイトの、より深度の深い部分に堆積したものであるという考え方ができる。緑色珪質泥岩が黒色頁岩中に成層しており、おそらくCCD前後の堆積環境であろう。南側露頭についてのもうひとつの考え方として、海溝を越えた遠洋堆積物が付加した、いわゆる日高累層群であり、かつては東方に位置し

ていた後期白亜紀の地層の一部がナップによって西方に移動し、イドンナップ帯上に存在しているということも考えられる。

白亜紀後期には、タービダイトがイドンナップ帯と日高帯の両方に形成されており、この時代の両帯を厳密に区別することは困難である。また、日高累層群においてタービダイトと思われる地層が当地域や、より東方地域においても多数存在し、当時の海溝(日高海溝)はかなり埋積されおり、西方からの碎屑物が海溝を越えて、かなり遠方まで運搬されていた状態が推定される。空知層群の付加に引き続いた白亜紀前期の海山群の付加や海溝壁の崩壊によって、海溝部は埋積・浅化されていたのであろう。

日高帯の地質

1. 日高累層群

日高帯には日高累層群が分布し、士別市東部、朝日町、剣淵町東部、和寒町東部などに広く観察され、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、付加体を形成したものである(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ュが日高累層群中に多数存在し、その基質年代が、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)。深海底の堆積物であるチャートがあまり多く存在せず、また、MORBタイプの緑色岩が頁岩中に多量に進入していることから、日高累層群は比較的大陸の近くに海嶺(クラ-太平洋海嶺)が存在していた場所で堆積したものであると考えられている。この海嶺は古第三紀前期に海溝に沈み込んでいった(君波, 1989 など)。研究が進むにつれて付加体の形成時期がより新しいものであることが理解され、形成開始は白亜紀後期、形成終了は古第三紀前期といわれる(新井田・紀藤, 1986; 君波, 1986; 君波ほか, 1990; 宮下ほか, 1997)。また、前述のように当地域の日高累層群中にはタービダイトも存在しており、それらは白亜紀後期のものである。

日高累層群中に含まれる石灰岩やチャートなどのメランジュブロックのいくつかは、三疊紀・ジュラ紀などの古い時代を示すといわれるが(Igo, 1974; 橋本ほか, 1975; 岩田ほか, 1983 など)、イドンナップ帯との分離を考慮した時期の研究ではなく、その多くはイドンナップ帯に属するものであろう。しかしながら上土別コンプレックス・上興部・中興部などでは、三疊紀と思われる石灰岩が存在している。これらについては、南方より古い時代のプレートが北上し、メランジュが形成されたとする考え(新井田・紀藤 1986)と、陸側の古い付加体よりもたらされたオリストストロームであり、活動的の海嶺の沈み込みが前弧域の上昇を引き起こし、上昇した付加体の一部が崩壊を起こして海溝側へ崩壊物を供給していたという考え(宮下, 1997)がある。

この付加体を形成した海溝の東方には、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。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、多量の碎屑物が厚い地質体を形成していったものである(君波, 1986)。

(1) 碎屑岩類

当地域の日高累層群にみられる碎屑岩は、黒色頁岩層が主体であり、わずかに細粒砂岩・チャート・珪質頁岩などを含む。黒色頁岩層は地域東部の士別市上土別、剣淵町東部、朝日町などに、緑色岩類と共に広く分布し、ほとんど粗粒の碎屑物を含まない、均質な黒色の泥岩を主としている。これは、この黒色頁岩が陸地からやや離れた還元性の堆積環境、すなわち半遠洋性の堆積環境で形成されたものであることを示している。海溝周辺域に堆積したこれらの細粒碎屑物は、プレートの西進によって厚い付加体を形成した(木村, 1985; 君波ほか, 1985)。前述のように、こうした付加体起源の黒色頁岩と緑色岩からなるユニットのほか、やや粗粒の砂岩泥岩互層も点在しており、これはタービダイトと考えられる。

地域東部の朝日町・剣淵町・士別市上土別では、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(Fig.17)。これは新生代中新世に日本海拡大が起きた際、ユーラシアプレートが東方のオホーツクプレートに潜り込み、高温の火成活動に伴って花崗岩質マグマが貫入したことの影響である。



Fig.17 朝日町岩尾内湖の日高累層群の千枚岩。

(2) 緑色岩

当地域の日高累層群には、他地域と同じく多量の緑色岩が含まれている。地域東部の朝日町、士別市上土別、武徳、中土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。これら日高累層群中の緑色岩は、いずれもN-MORBタイプであるといわれており、海嶺通過モデルが提案されている(宮下, 1989; 宮下ほか, 1997)。前述のように、これらの緑色岩は陸源泥質碎屑物の堆積場において噴出・貫入したものであり、「現地性緑色岩」と表現されている(君波ほか, 1999)。

2. 上土別コンプレックス

士別市上土別から朝日町にかけての地域には、黒色泥岩を基質として石灰岩体・チャート・緑色岩の岩塊を含む複合岩体が存在する。放散虫化石より基質泥岩は白亜紀(中期?)、チャートは三疊紀とジュラ紀の2種類のものである(長谷川, 1988)。石灰岩体は、士別市上土別の石灰山、朝日町の市街地東部(みずほ公園)や西部などに点在するが、その年代は知られていない。上土別の石灰岩は、同心円皮殻を持つ石灰質の小球(oid)を含むウーライト(oolite)質である(Fig.18)。ooliteは、2m以下の浅瀬

で、波浪によって形成されるとされている。

長谷川(1988)は、上土別の石灰岩体を「オリストストローム」と表現したが、古い海山の崩壊を示すものなのか、海溝陸側斜面の古い付加体の崩壊を示すものかは不明である。しかし、海嶺が海溝の近くにあり、現地性緑色岩が噴出・貫入している状態が想定される日高累層群にあって、メランジュの年代が概して古いということから、海溝陸側斜面から古い岩体が泥岩中に落ち込んだ様子を想像しているものと思われる。しかしながら、前述の通りこのような海山起源の古いメランジュについては必ずしもオリストストローム起源とは考えられておらず、古いプレートが沈み込んでいた時代があったと考えることもできる。

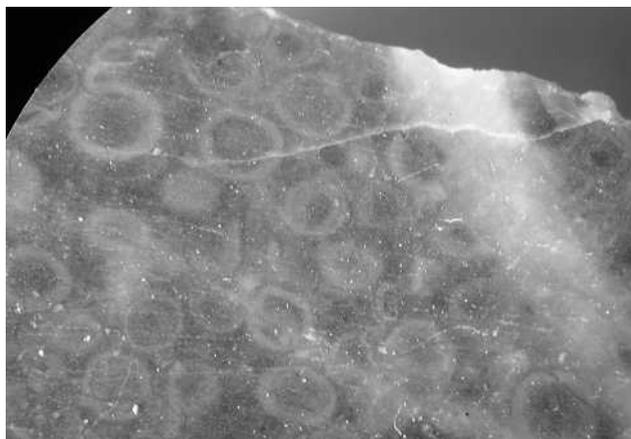


Fig.18 土別市上土別の石灰岩. 多数の石灰質小球が見られる. 各小球は直径1mm前後.

3. 下川オフィオライト

朝日町岩尾内湖から下川鉱山付近にかけて「下川緑色岩体」とよばれる道北地方最大規模の緑色岩体があり、上部は緑色岩と黒色頁岩を主としてわずかにチャートを挟み、下部は緑色岩類と斑れい岩によって構成されており、わずかに蛇紋岩類も存在する。下川緑色岩体は不完全なオフィオライトと考えられている(宮下, 1989)。

下川鉱山付近の緑色岩は化学分析によって、N-MORBタイプであるとされ(宮下・君波, 1999 など), FT年代測定より、前期白亜紀の126 Maのものであるといわれている(三宅ほか, 1981)。このオフィオライトは大陸付近に位置した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)。オフィオライト最上部には角礫岩が存在し、角礫には石灰岩も含まれている。そのため、下川オフィオライトは形成直後に崩壊したのと考えられている(宮下, 1999)。

下川町鉱山付近の落合沢では、枕状溶岩上の薄い緑色チャートが、上位の黒色珪質頁岩に遷移する様子が観察され、これは海洋プレートが陸地に近づく際に形成されたものである(Fig.19)。

朝日町岩尾内湖付近から上土別にかけて、斑れい岩類が分布しており、奥土別岩体と呼ばれている。下川オフィオライトの延長部に存在することから、これがオフィオライトメンバーの一部であるという考え方と、中新世の日高火成活動によるものという2つの考え方がある。岩石の年代測定が行われておらず、現段階では結論は出せない。



Fig.19 下川町落合沢の下川オフィオライト上部. 枕状溶岩の上に緑色チャートがのり、黒色珪質岩に遷移している.

本巡検見学地点の解説

STOP1 剣淵町桜岡の刈分川層(北側露頭; Fig.15)

激しい褶曲構造を持った、後期白亜紀の“フリッシュタイプ”の砂岩頁岩互層である。日高累層群に属する地層とされているが、砂岩中の泥岩の偽礫(rip-up clast)などが見られ、タービダイトと思われ、海溝を越えた深海底の形成環境ではなく、海溝充填タービダイトまたは海溝斜面堆積盆の堆積物である可能性がある。断層によって断ち切られており、中央の大きな断層では、剪断変形組織が示され、露頭東側が西側に衝上している様子が観察される。

STOP2 剣淵町桜岡の刈分川層(南側露頭; Fig.16)

STOP1の北側露頭と向かい合う小丘の採石場では、北側露頭とは岩相の異なる黒色頁岩層が分布している。残念ながら現在は露頭は失われたが、砕かれた岩石が散在している。均質な黒色頁岩には微細な平行ラミナと、黄鉄鉱粒が観察されるほか、緑色珪質泥岩も見られ、CCD前後の深海底堆積物と思われる。日高累層群のメンバーとされている地層であるが、変成の痕跡の全く感じられない大変に美しい頁岩であり、岩相的に他地区の日高累層群の黒色頁岩とはかなり異なる印象がある。Stop1の露頭の地層と、本露頭が異なる堆積環境を持つ可能性があるという報告は岡本・平松(1999)においてのみ行われているが、この地層の帰属を含め、不明な点が多い。なお、この地層は東側のもう一つの露頭において緑色岩と接していることが推定され、両者は低角の断層を挟んで緑色岩が衝上している。

STOP3 和寒町東和の東コンプレックス

イドンナップ帯の泥質岩・緑色岩・チャートなどを中心とした複合岩体である。内部構造は明瞭ではないが、泥質岩中にチャートや緑色岩が挟み込まれているように見える。わずかに含礫泥岩が見られ、また、チャートが泥質岩中にブーダン状に配列しているところもある。露頭西側と東側では激しく発泡した粗粒の緑色岩が観察される(Fig.12)。基質年代は前期白亜紀といわれている。

STOP4 士別市温根別ダムの蛇紋岩

黒色の硬質な蛇紋岩が広く露出し、微閃緑岩や斑れい岩の岩脈によって貫かれている。この微閃緑岩は、島弧火成活動の産物と考えられている。この付近ではいくつかの岩相の異なる蛇紋岩が観察される。ダムサイト横の断層付近では、蛇紋岩が粘土化しているのが観察される。

STOP5 士別市温根別ダムの片状角閃岩

蛇紋岩と接して塊状角閃岩類があり、接触部では結晶粒が大きい。現在はその露頭は観察できない。観察するのはその南側の、結晶方向が規則的な黒色片状角閃岩である。この付近では多種の角閃岩が観察され、マムシ沢では鮮緑色の角閃岩も転石で発見される。

STOP6 士別市温根別五線川の緑色岩

空知層群の緑色岩である。小さな2カ所の露頭があり、南側のは枕状溶岩と思われる(Fig.7)。ハイアロクラスタイトと思われる玄武岩質角礫岩も見られる。変成鉱物として多量のアクチノ閃石が含まれている。

STOP7 士別市温根別五線川のチャート(Fig.8)

幌加内オフィオライト上部のチャートである。多数の放射虫を含み、やや変成を受けている。石塚(1980)によれば、層厚30~50mと推定されている。放射虫化石により、late Kimmeridgian~early Tithonianの年代が得られている。幌加内オフィオライトは非常にチャートが少なく、層厚にしておよそ30~50mと見積もられている。

STOP8 士別市温根別五線川の角閃岩

この地点では、緑色片状角閃岩・黒色塊状角閃岩が観察される。おそらくいずれも地入りによる露頭である。片状角閃岩には、数ミリの角閃石の結晶が見られる。緑色岩はSTOP6とは異なり、粗粒なものである。

STOP9 士別市温根別五線川の斑れい岩

五線川の河原に、わずかに斑れい岩が露出している。長石の大きな結晶が縞状に入り込んでいる。河原の転石は蛇紋岩や角閃岩が多いが、蛇紋岩化の少ないかんらん岩もある(Fig.4)。この河原の転石から、アンモナイト(テトラゴニータス)の化石を発見した地元の人もいる。

STOP10 士別市温根別市街地南部の蝦夷累層群

採石場の蝦夷累層群で、中部蝦夷層群の温根別層である。砂岩を中心とした砂岩泥岩互層で、青灰色の新鮮な砂岩が印象的である。泥質部には植物化石片も見られる。細礫がレンズ状に入り込み、緑色チャートなどが含まれている。白色の凝灰岩層も観察される。

STOP11 士別市温根別中線川の蝦夷累層群

温根別層と呼ばれる中部蝦夷層群基底部で、礫岩と砂岩を主体とする(Fig.9)。人頭大の礫も見られるが、大きなものは流紋岩や安山岩であることが多い。下位の下部蝦夷層群の砂岩泥岩互層を整合に被っている。

おわりに

士別周辺域の巡検にあたり、基本的な内容も含めて資料を作成してみた。当地域がいかに地質学的に魅力の多い地域であるかということを理解していただきたく、執筆を進めた。本稿ではふれることができなかったが、新生代の地質を含め、当地域には継続して研究すべき数多くの興味深い題材がある。今後さらに調査研究を行い、順次報告を行っていきたくと考えているところである。

本稿は、岡本・平松(1999)に基づき、その後の新たな知見と修正を加えて執筆したものである。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。本稿をまとめるにあたり、アースサイエンス(株)の加藤孝幸氏、道立地質研究所の八幡正弘氏、北海道大学川村信人氏には大変有意義なご助言をいただいた。ここに感謝の意を表します。

参考文献

- 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。
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。

- Isizuka, H. et al (1983): Latest Jurassic radiolarians from the Horokanai Ophiolite in the Kamuikotan zone, Hokkaido, Japan. 地質学雑誌, 89.
- 猪木幸男他(1958): 5万分の1地質図幅「幌加内」および同説明書. 地質調査所.
- 今泉真之(1984): 幌加内峠地域神居古潭帯の塩基性岩の变成作用と産状. 岩鉱, 79.
- 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.
- 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变成付加体の上昇・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.
- 植田勇人・川村信人・中川充(1994): イドンナップ帯および神居古潭帯南部の付加体地質とナップ説. 日本地質学会第101年学術大会, 見学旅行案内書.
- 太田 努(1999) 神居古潭帯の発達史 - 変形变成史に基づく白雲母K - Ar年代の再検討を踏まえて -. 地質学論集, 52.
- 岡 孝雄(1991): 土別の地形と地質. 土別市立博物館報告, 9.
- 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.
- 岡本 研・平松和彦(1999): 天塩川上流域の地質. 土別市立博物館報告, 17.
- 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.
- 小山内熙他(1970): 5万分の1地質図幅「土別」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.
- 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(1986): 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.
- 川村信人他・神居古潭団体研究グループ(1998): 空知 - エゾ帯の中生代变成付加コンプレックス. 地球科学, 52.
- 紀藤典夫他(1986): 空知層群と蝦夷累層群. 地団研専報, 31.
- 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.
- 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.
- 君波和雄他(1986): 日高帯の中生界 - 日高累層群. 地団研専報, 31.
- 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.
- 君波和雄・小松正幸・川端清司(1992): 土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.
- 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.
- 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「土別」および同説明書.
- 酒匂 純俊(1952): 5万分の1地質図幅「奥土別」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): 土別市の地質と地下資源. 北海道立地下資源調査所.
- 榊原正幸他(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.
- 榊原正幸他(1999): 北海道中軸部, 白亜紀付加体から復元された空知海台. 地質学論集, 52.
- 田近 淳(1989): 日高帯北部の白亜紀「付加体」. 月刊地球, 120.
- 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.
- 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.
- 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.
- 橋本 巨他(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): 奥土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(1998): 天塩川上流域の魅力. 北海道新聞, 1998年2月12日.
- 前川寛和(1986): 北海道中部, 美瑛周辺地域からみた神居古潭帯变成岩類の形成プロセス. 地団研専報, 31号.
- 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.
- 三宅輝海他(1981): 下川オフィオライトの变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.
- 宮下純夫(1999): 日高帯現地性緑色岩(N-MORB)における異常な発泡現象の成因. 地質学論集, 52.
- 宮下純夫・新井孝志・長橋徹(1997): 日高帯の緑色岩の意義: 海嶺の多重衝突. 地質学論集, 47.
- 宮下純夫・君波和雄(1999): 日高帯北部瑠璃層中の緑色岩の岩石学. 地質学論集, 52.
- 渡辺暉夫・芝草英彦・中川充(1986): 神居古潭帯の变成作用の特徴とメランジュの概要. 地団研専報, 31.