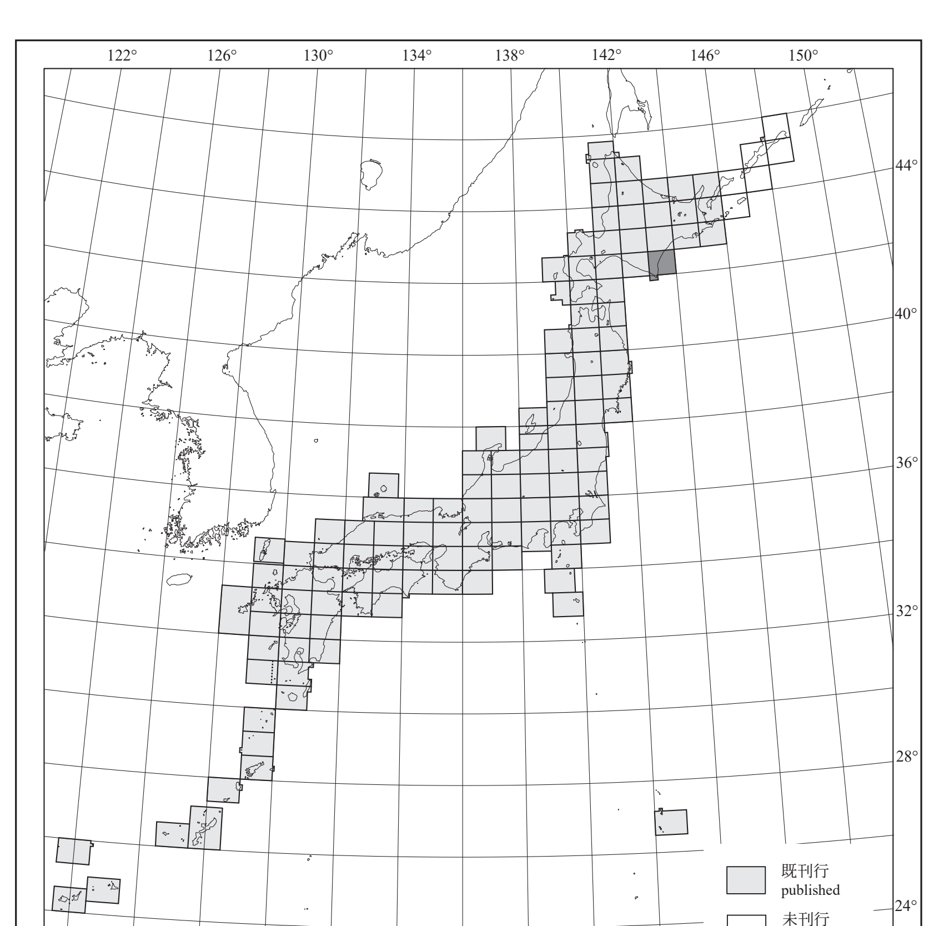
NK-54-3・4

20万分の1地質図幅「広尾」（第２版 修正版）

GEOLOGICAL MAP OF JAPAN 1:200,000, HIROO (REVISED 2nd EDITION)

高橋　浩・山崎　徹・吾妻　崇・村田泰章・中川　充

TAKAHASHI Yutaka, YAMASAKI Toru, AZUMA Takashi,
MURATA Yasuaki and NAKAGAWA Mitsuru



令和6年
2024

産総研 地質調査総合センター

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN, AIST

Geology of the 1: 200,000 Hiroo Quadrangle

The 1:200,000 Hiroo Quadrangle is located in the southern part of central Hokkaido, Japan. The pre-Neogene rocks and strata of this quadrangle belong to the Sorachi–Yezo Belt, Hidaka Belt and Tokoro Belt from west to east.

The Tokoro Belt comprises the Nikoro Group (Late Jurassic to Early Cretaceous accretionary complex composed of basaltic rocks with chert and limestone) and the Saroma Group (Late Cretaceous forearc basin deposits on the Nikoro Group composed of coherent sedimentary sequences of conglomerate, sandstone and mudstone). In the Hiroo Quadrangle, the Toyokoro Formation is correlated to the Nikoro Group.

The Sorachi–Yezo Belt comprises the Idonnappu Zone and the Poroshiri Ophiolite in the Hiroo Quadrangle. The Idonnappu Zone comprises the Horobetsugawa Group and the Fuyushima Metamorphic Rocks, which is a metamorphic facies of the Horobetsugawa Group, in the Hiroo Quadrangle. The Horobetsugawa Group comprises the Sogabetsu Complex, the Rutenbetsu Complex of the Cretaceous accretionary complexes, the Fuyushima Metamorphic Rocks and the Menashuman Formation of the Cretaceous to Paleogene slope deposits, in which the Rutenbetsu Complex is not present in the Hiroo Quadrangle. The Poroshiri Ophiolite is a Late Cretaceous ophiolite composed of amphibolite and peridotite (mainly harzburgite) situated to the east of the Horobetsugawa Group.

The Hidaka Belt is composed of the Nakanogawa Group and the Hidaka metamorphic belt in the Hiroo Quadrangle. The Nakanogawa Group is divided into Northern area and Southern area by the E–W trending Nupinaigawa Fault. The Northern area comprises the Oda melange, Sakashita Formation and the Yaoromappugawa Formation. The Southern area comprises the Hiroo Complex, the Kamitoyoni Formation and the 'Utabetsu Formation'. The Hidaka metamorphic belt is composed of the Hidaka Metamorphic Rocks and the Hidaka Plutonic Rocks. The Hidaka Metamorphic Rocks,composed of Paleogene to Neogene high T/P type metamorphic rocks, are divided into metamorphic rocks in lower metamorphic sequence (western side, granulite to amphibolite facies) and metamorphic rocks in upper metamorphic sequence (eastern side, amphibolite to green schist facies and grade into the non-metamorphic Nakanogawa Group). The Hidaka Plutonic Rocks are composed of peridotites, gabbro and diorite, and granitoids. The plutonic rocks are classified into lower and upper plutonic rocks based on the host metamorphic rock sequences.

The Paleogene strata is present as the Erimo Formation, which had been regarded as Miocene strata but reclassified as Upper Oligocene by microfossils (dinoflagellates).

The Neogene strata are separately distributed in the Hidaka and Tokachi areas. Neogene strata in the Hidaka area are regarded as forearc basin-fill deposits. In the Hiroo Quadrangle, the Kamikineusu Formation is present in the Horobetsugawa Group of the Idonnappu Zone.

The Neogene strata in the Tokachi area are classified into the Rekifune Green Tuff, Akaishizawa and Toberi formations; Perupune and Hikatagawa formations; Nupinai, Odamura and Okawa formations, and mudstone facies of the Oikamanae Formation; Toyonigawa Formation and conglomerate facies of the Oikamanae Formation; Taiki Formation; and Nukanai and Chobushi formations.

The river terraces are mainly distributed in the Tokachi Plane and classified into 9 terraces (8 terraces in the Hiroo Quadrangle). The marine terraces are located along the coastal areas from Hiroo to Toyokoro Hills and classified into 4 terraces.

Active faults in the Hiroo Quadrangle are recognized as the Kamisarabetsu, Kowa, Asahi, Konan, Kochien, Okishimappuyama and the Oiwaketoge faults. The Kowa and Asahi faults belong to the main part of the eastern marginal fault zone of the Tokachi Plane, which is regarded to relate to the uplift of the Toyokoro Hill.

Key words: areal geology, geological map, 1: 200,000, Hokkaido, Hidaka,Tokachi, Tokoro Belt, Sorachi–Yezo Belt, Hidaka Belt, Poroshiri Ophiolite,Fuyushima Metamorphic Rocks, Horobetsugawa Group, Nakanogawa Group,Hidaka Metamorphic Rocks, Hidaka Plutonic Rocks, terrace deposits, active fault, mineral resources, gravity anomaly.

令和６年２月28日発行
著作権所有・発行者
国立研究開発法人 産業技術総合研究所 地質調査総合センター
〒 305-8567　茨城県つくば市東 1-1-1　中央事業所７群
https://www.gsj.jp/inquiries/
AIST19-G06098-2

Geological Survey of Japan, AIST © 2024

1. はじめに

20万分の1地質図幅「広尾」は，国立研究開発法人産業技術総合研究所地質調査総合センター及びその前身である地質調査所の作成による20万分の1地質図幅の一つである．初版（佐藤ほか，1971）発行後の全面的な改訂作業を実施し，第2版として刊行するものである．編纂にあたっては既刊の５万分の１地質図幅10葉（松下ほか，1979；山口ほか，2003；松野，1962；秋葉ほか，1975；松井ほか，1974；鈴木ほか，1959；橋本・武田，1960；舟橋・猪木，1956；猪木・秦，1957；猪木・垣見，1956）のほか，文献としてあげてあるものを参考にした．編纂の結果明らかとなった地質学的な問題点については，若干の野外調査（平成27～29年度）を行うとともに採取試料の年代測定及び化学分析を行い，その解決に努めた．

編纂にあたっては，地形については高橋，吾妻及び山崎が担当し，豊頃丘陵の豊頃層について山崎が，日高山脈の西側に分布する空知–エゾ帯のポロシリオフィオライト及び冬島変成岩類を高橋が，幌別川層群を高橋及び山崎が担当した．日高変成帯の東麓と襟裳岬付近に広く分布する日高帯中の川層群については高橋及び山崎が担当し，日高変成帯を構成する日高変成岩類を高橋が，日高深成岩類を山崎及び高橋が担当した．古第三系及び新第三系を高橋及び山崎が，第四系を吾妻及び高橋が担当した．また，地質資源については中川が，重力異常については村田が，活断層及び地震については吾妻及び高橋が担当し，全体のとりまとめを高橋及び山崎が行った．幌別川層群，中の川層群，古第三系，新第三系，第四系，地震及び活断層，及び地形について，地質調査総合センターの七山　太氏から情報提供を受けた．なお，本説明及び地質図において，orthopyroxene（直方輝石）は斜方輝石と記述する．

（高橋　浩・山崎　徹・吾妻　崇・村田泰章・中川　充）

2. 地　形

日高山脈は北海道を東西に分ける脊梁山脈の南端にあたる．その大局的な地形の特徴は地質に規制され，山脈は南北方向に配列する．日高山脈の主稜付近は日高変成帯の変成岩類や深成岩類を主とした堅固な地質からなり，急峻な地形となる．その東西両側の白亜系～古第三系堆積岩（空知–エゾ帯・日高帯中の川層群）地域に入ると，山地斜面の傾斜がやや緩くなる．さらにその東西両翼は，新第三系地域となるが，日高山脈西方の日高地方側では標高100～500 mの丘陵地が広がるのに対し，十勝地方側では新第三系からなる丘陵地の分布が狭く，山地前面に扇状地・平野が広がる．

日高山脈には古くからカールやモレーンなどの氷河地形の存在が知られており（例えば，佐々，1933），位置や形状からその形成期は2回あるとされてきた（例えば，佐々，1937；橋本・熊野，1955）．小野・平川（1975）は，それらの形成時期を最終氷期に位置づけ，湊・橋本（1954）の氷期の名称を踏襲して，それぞれを最終氷期前半のポロシリ亜氷期と後半のトッタベツ亜氷期とした．日高山脈の氷河地形はおもに東斜面に発達し，戸蔦別岳や幌尻岳周辺など日高山脈北部で最もよく発達する（中川ほか，1996）．日高山脈のカール底高度は南側ほど低下するが，稜線の標高はそれ以上に低下するため，トヨニ岳以南には氷河地形がみられなくなり（小野・平川，1975），本地域には存在しない．

日高山脈を源流とする主な河川は，十勝地方側では十勝川水系美生川（ピパイロ川）・戸蔦別川・札内川，及び歴舟川・豊似川・楽古川など，日高地方側では鵡川・沙流川・新冠川・静内川・元浦川・日高幌別川などである．これらの河川のうち本地域には札内川，歴舟川・豊似川・楽古川及び日高幌別川水系が存在する．

十勝平野の地形単元は，その大部分を扇状地状の河成段丘群が占めており，海成段丘は海岸沿いに限られる．沖積低地も，比較的規模の大きなものは十勝川の下流に限られ，他は主要な河川と海岸沿いに狭小なものが認められる程度である．十勝平野の南東部にあたる豊頃町南部及び豊頃町・幕別町・大樹町の町界付近は，なだらかな丘陵地形を示し，豊頃丘陵と呼ばれている．十勝平野の段丘群については，古くは根本・佐々（1933）などによる研究がある．その後，1960～1970年代になると，急速に進展したテフロクロノロジーの成果をとり入れた段丘面区分及び編年が十勝団体研究会編（1978），平川・小野（1974）及びそれを一部修正した北海道（2005）などにより行われた．また，小池・町田編（2001）は段丘の形成年代について海洋酸素同位体ステージ（Marine Isotope Stage; MIS）との対比を試みた．

（高橋　浩・吾妻　崇・山崎　徹）

3. 地　質

3.1　概要

北海道の先新第三系の地体構造は，西から東に向かって，渡島帯，空知–エゾ帯，日高帯，常呂帯及び根室帯に区分されている（Ueda，2016）．20万分の1地質図幅「広尾」地域は，地体構造区分上は，西側より空知–エゾ帯，日高帯，常呂帯から構成される．

本図幅では，コンプレックス，層を同一階層の地質単元とし，これらを束ねる上位階層の地質単元として層群を用いた．異なった岩石種（堆積岩類，火成岩類，変成岩類）のいくつかの組み合わせからなり，不規則に混じり合った岩相や元々の構成岩石の順序が不明瞭になった岩相層序単元をコンプレックスと呼び，層位学的な累重関係が成り立つ地質体を層と呼ぶ．

「広尾」地域の空知–エゾ帯は，イドンナップ亜帯とポロシリオフィオライト亜帯に分けられる．イドンナップ亜帯は，ナイ沢層群，奥新冠層群，幌別川層群（Ueda，2016のナイ沢コンプレックス，奥新冠コンプレックス及び幌別川コンプレックスにそれぞれ相当）から構成され，「広尾」地域には，幌別川層群が分布する．なお，後述するように，冬島変成岩類は幌別川層群の堆積岩類を原岩とする変成岩類であり（三浦・豊島，1999），イドンナップ亜帯に含まれる．ポロシリオフィオライト亜帯は，主に苦鉄質岩～超苦鉄質岩が変成した後期白亜紀のポロシリオフィオライトからなり，日高主衝上断層を介して東側の日高変成帯と接している．

日高帯は日高変成帯とその北方に広く分布する日高層群，日高変成帯の東側に分布する中の川層群とその北方延長と考えられる湧別層群より構成される．「広尾」地域には，日高変成帯と中の川層群が分布する．日高変成帯は，日高変成岩類（高温・低圧型変成岩類）と日高深成岩類から構成される．日高変成岩類は，苦鉄質変成岩類を主とし少量の砂泥質変成岩類が挟在する下部変成岩層（グラニュライト相～角閃岩相）と，その東側に分布し砂泥質変成岩類からなる上部変成岩層（角閃岩相～緑色片岩相）に区分されている（小山内，1985）．また，日高変成岩類は変成帯の東側に分布する中の川層群を構成する堆積岩類とは変成度が漸移関係にある（高橋，1992）．日高深成岩類は超苦鉄質岩類，斑れい岩～閃緑岩類及び花崗岩類から構成される．主に日高変成帯中に分布するが，日高変成帯北方の日高層群中にも散点的に分布し，空知–エゾ帯に分布するものもある．中の川層群は，東西方向に走るヌピナイ川断層を境にして北部地域と南部地域（七山，1992aの北部ユニット及び南部ユニット）とに区分される．北部地域の中の川層群は尾田メランジ，坂下層及びヤオロマップ川層からなり（七山・雁澤，1997），南部地域の中の川層群は，広尾コンプレックス，上豊似層及び“歌別層”からなる．

古第三系は，襟裳岬付近に小規模に分布する襟裳層（猪木・垣見，1956の襟裳累層）が存在し，従来“中部中新統”とされてきたが，渦鞭毛藻化石から上部漸新統に修正された（栗田・楠，1997）．

常呂帯には後期白亜紀の砕屑岩類（佐呂間層群）及び付加コンプレックス（仁頃層群）が分布する．本地域では，豊頃丘陵に広く分布する新第三系の中央部にドーム状ないし地塁状に露出している上部白亜系豊頃層が，仁頃層群に対比される（山崎ほか，2018）．

新第三系は，日高地域と十勝地域に分かれて分布する．日高山脈西縁の新第三系は，広範な地域にほぼ連続して分布し，岩相も広域に比較的よく対比され，日高山脈西縁に発達した前縁盆地埋積層と考えられる（川上・川村，2003）．「広尾」地域では，イドンナップ亜帯中に小規模に上杵臼累層が分布している．十勝地域の新第三系は，下位より，歴舟緑色凝灰岩層・赤石沢層及び当縁層，ペルプネ層及び日方川層，ヌピナイ層・尾田村層・大川層及び生花苗層泥岩相，豊似川層及び生花苗層礫岩相，大樹層，及び糠内層及びチョウブシ層に区分される．

第四系は，河成段丘堆積物，海成段丘堆積物，ビラオトリ層，ホロカヤントウ層及び沖積層が分布する．河成段丘は主に十勝平野内陸部に分布し，高位面から低位面まで大きく分けて9面（「広尾」地域では8面）に分けられる．海成段丘は広尾～豊頃丘陵海岸部にかけておおむね4面が認められる．

活断層は，「広尾」地域内では，上更別断層，弘和断層，朝日断層，更南断層，光地園断層，オキシマップ山断層，追分峠断層が存在する（活断層研究会編，1991）．これらのうち，弘和断層と朝日断層は，豊頃丘陵の隆起に関係した活断層として，十勝平野断層帯主部（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2005）に含まれている．平均変位速度は0.3 m/ka以下であり，活動度はそれほど高くない．光地園断層は，最近のトレンチ調査の結果，最新活動時期は約 31,000 年前以後，約 12,200 年前以前の間とされ，活動間隔が非常に長く活動度が低いと評価されている（産業技術総合研究所，2013）．

（高橋　浩・山崎　徹・吾妻　崇・中川　充）

3.2　常呂帯

3.2.1　豊頃層（To）

十勝平野の南東部の豊頃丘陵には新第三系中新統が広く分布し，その中央部にドーム状ないし地塁状に中生界豊頃層が露出している（宮坂・菊池，1978；Yamaguchi, 1982）．その露出範囲は，生花苗川と当縁川の最上流部周辺で北隣「帯広」地域に連続し，東西およそ2 km，南北10 kmに及ぶ．豊頃層の大部分は北北西－南南東ないし南北方向の断層で境され，新第三系中新統の大川層（Ok）と接するが，一部は豊頃層を不整合で覆う中新統大川層及び当縁層（Tb）と接する．

豊頃層は，主に玄武岩質の火山岩及びシルト岩・泥岩からなり，赤色～灰色チャートや石灰岩を挟む．一部に，赤色層状チャートやチャート石灰岩互層も認められる．火山岩は本層の主要構成岩で，岩相は枕状溶岩・凝灰角礫岩・凝灰岩等多様で，組成的にも玄武岩質から安山岩質に及び，全体として，いわゆる“緑色岩”と呼ばれる岩相からなる．これら一連の地質構成は付加体であることを示し，サロマ湖南部に分布する常呂帯の仁頃層群の地質構成（Niida *et al*., 1981）に類似する．火山岩類は著しく剪断されており，全体として多くの断層で寸断，ブロック化されている．凝灰岩や堆積岩類の層理面が観察される場合，その走向は，一般にほぼ南北からN30°Wで，多くの露頭で地層は急立し全体的に東に傾斜する．露出は東西約2 kmに及び，大局的な傾斜から見積もった見かけの層厚は約1,500 m以上である．これまで，豊頃層からは化石の報告はなく，地層年代は不明である．岩相の特徴からは，常呂帯の仁頃層群と同様に，ジュラ紀～前期白亜紀の海洋性岩石の断片を含む後期白亜紀付加体であると考えられる．火山岩類は変質が著しいため岩石学的・地球化学的検討がほとんど行われていないが，本層の主要構成地質である“緑色岩”の中には，島弧的な組成的特徴をもつ安山岩が含まれていることが報告されている（山崎ほか，2018）．

（山崎　徹）

3.3　空知–エゾ帯

3.3.1　ポロシリオフィオライト（Pp, Pa）

ポロシリオフィオライト（宮下，1987）は，日高山脈の最高峰である幌尻岳周辺を模式地として，日高山脈の北～中部にかけて，南北約70 km，東西約1～4 kmの幅で分布している．ポロシリオフィオライトと日高変成岩類とは，日高主衝上断層で接している．この地質体は，かつて日高変成帯西帯と呼ばれた角閃岩や変斑れい岩，超苦鉄質岩を主とする苦鉄質複合岩体であり（例えば，橋本，1978；小松ほか，1982），宮下（1983）により，変成したオフィオライトであることが明らかにされた．

ポロシリオフィオライトは，変玄武岩と泥質片岩の互層，緑色片岩，緑れん石角閃岩及び角閃岩，変斑れい岩，変苦鉄質～超苦鉄質沈積岩（ダナイト・ウェールライト・トロクトライト・斜長岩）及び超苦鉄質岩（ダナイト・ハルツバージャイト）から構成される．ポロシリオフィオライトは高温型の変成作用を被っており，変成度は西側の緑色片岩相から東側に累進的に上昇しており角閃岩相を経て東縁の日高主衝上断層近傍ではグラニュライト相に達している（小山内ほか，1986）．変成作用の熱源は日高変成帯の深成岩類及び変成岩類に求められている（小山内ほか，1986）．角閃岩中のジルコンU–Pb年代は96.7 ± 2.6 Maであり（Kizaki, 2000），ポロシリオフィオライトの形成年代は後期白亜紀である．また，片状角閃岩の角閃石から23.4 ± 7.9 Ma（橋本，1976），泥質片岩の白雲母より17.1 ± 0.4 Ma（柴田ほか，1984）のK–Ar年代が報告されており，これらはポロシリオフィオライトの変成作用からその後の上昇時期を示すと考えられる．

本地域では，ポロシリオフィオライトはメナシュンベツ川及びニオベツ川上流の日高主衝上断層沿いに幅数100 m，長さ7 km程の小岩体として分布しており，角閃岩（Pa）及び主にハルツバージャイトからなるかんらん岩（Pp）に区分できる．また，幌満かんらん岩体西方の日高主衝上断層沿いに幅数100 m，長さ7 km程の角閃岩の小岩体として分布している．

（高橋　浩）

3.3.2　冬島変成岩類（F1, F2）

冬島変成岩類は，幌満かんらん岩体の西方に分布しており，西隣「浦河」地域南東端の様似町冬島を模式地とする．泥質片岩や砂質片岩からなり緑色片岩相から角閃岩相の変成作用を受けている．本図幅では，角閃岩相のざくろ石黒雲母斜長石石英片岩など（F1）及び緑色片岩相～角閃岩相の白雲母緑泥石黒雲母斜長石石英片岩，黒雲母白雲母斜長石石英片岩など（F2）に区分した．イドンナップ亜帯の幌別川層群の堆積岩類を原岩とする変成岩として形成され，南南東～南に衝上した地質体とされている（三浦・豊島，1999）．

（高橋　浩）

3.3.3　幌別川層群（Hs, Lm, Hm）

Ueda *et al*. (2000, 2001) によって定義された幌別川コンプレックスは幾つかの下位単元を擁しているので本図幅では幌別川層群と呼ぶ．幌別川層群は，長谷川ほか（1961）の神威層群に相当する．西隣の「浦河」図幅内に存在する日高西縁蛇紋岩帯（新井田・加藤，1978）より東側に分布し，全般に砂泥質岩が卓越する．ソガベツコンプレックス（植田ほか，2010のソガベツユニット），ルテンベツコンプレックス（Ueda *et al*., 2000, 2001のPT-Unit；植田ほか，2010のルテンベツユニット）及びメナシュマン層（酒井・蟹江，1986；Ueda *et al*., 2000, 2001のT-Unitに相当）から構成され，「広尾」地域には，ソガベツコンプレックス（Hs, Lm）及びメナシュマン層（Hm）が分布する．

ソガベツコンプレックスは，砂泥質岩を主体とし，少量の玄武岩やチャート，石灰岩（Lm），多色珪質頁岩のブロックを含む．しばしば緑灰色の厚い塊状砂岩が産する．砂泥質岩の多くは破断変形を被っているが，ほぼ非変形の部分もみられる．しばしば緑灰色の厚い塊状砂岩がみられる．玄武岩やチャートは比較的側方連続性がよい．玄武岩はMORB型の化学組成を示し強い剪断変形を被っている．チャートは灰色のことが多く放散虫化石に乏しい．

メナシュマン層は，ソガベツコンプレックスの見かけ上位に分布する弱変形で続成度の低い砂泥質岩の整然層から構成され，凝灰岩や凝灰質の多色頁岩を挟む．玄武岩，石灰岩，チャートなどの海洋性岩石を含まない．

ソガベツコンプレックスの黒色泥岩やこれに挟在する珪長質凝灰岩からは白亜紀カンパニアン期，赤色珪質頁岩からはアルビアン期後期～セノマニアン期の放散虫化石が産する（君波，1987；Kiyokawa, 1992；Ueda *et al*., 2001）．メナシュマン層中の赤色及び緑色凝灰質泥岩からは，カンパニアン期及び前期暁新世ダニアン期の放散虫化石が報告されている（Kiyokawa, 1992；植田ほか，1993）．

（高橋　浩・山崎　徹）

3.4　日高帯

3.4.1　中の川層群

広尾から帯広地域に分布する先新第三紀基盤岩類は，中の川層群と命名されている（長谷川ほか，1961）．中の川層群分布域東縁は広尾断層を介して新第三系と接している．その西縁は日高変成帯上部層に漸移しており，総じて西方ほど変成度が高い（紺谷，1978）．中の川層群はタービダイト相を示す多量の砂岩・泥岩と混在岩相を示す少量の地質体の組み合わせから構成され，さらに，その分布域中央部を東西に横切るヌピナイ川断層により北部地域と南部地域（七山，1992aの北部ユニット及び南部ユニット）とに２分される．北部地域の地層の層理面の一般走向は日高変成帯の変成岩類の片理面の走向に対して50°程度，南部地域のそれは，15°程度それぞれ時計回りに斜交していることから，中の川層群は西へ凸状に屈曲した基本構造をなしている（七山，2010）．この基本構造は，日高変成作用が始まる37 Ma前後（志村ほか，2015）以前に成立していたと考えられる．

3.4.1.1　南部地域（Hr, B, Km1, Km2, Km3, Km4, ‘Ut’）

南部地域の中の川層群は，襟裳岬周辺と豊似川上流地域及び広尾海岸地域に露出し，広尾コンプレックス（Hr, B），上豊似層（Km1, Km2, Km3, Km4）及び“歌別層（Ut）”からなる．上豊似層と広尾コンプレックスとは断層を介して接している．

広尾コンプレックス（Hr）は南部地域東縁に狭長に分布し，タービダイト相を示す砂岩・泥岩と少量の混在岩相を示す岩体の組み合わせからなる．混在岩相は，広尾海岸地域の十勝港立岩及び大丸山において観察される．広尾コンプレックス東縁の広尾断層南部沿い及び広尾コンプレックス西縁の断層北部沿いには，厚さ1～30 cmの緑色ガラス質酸性凝灰岩を複数枚含む層厚35 m以下の緑色泥岩が鍵層として断続的に追跡される（七山，1992b）．広尾コンプレックス中には，火山岩・チャート・石灰岩等から構成される異地性のブロック（B）が含まれる．十勝港立岩においては，径250 m以上の複合岩体が観察される．立岩岩体を構成する火山砕屑岩類は濃緑色～灰緑色を呈し，径5 m以下の玄武岩，赤色層状チャート及びミクライト質石灰岩のブロック及び岩片が混在する．玄武岩ブロックは黒色～濃緑色を呈し，層状を示すものと，枕状溶岩構造を示すものがある．これらは海洋島玄武岩組成を示す（大和田ほか，1992；Yamasaki and Nanayama, 2020）．混在岩相の泥岩基質部には剪断変形が著しく発達し，緑色や赤色を呈する半遠洋性泥岩がレンズ状に挟在する．大丸山には，中の川層群において最大規模の複合岩体（大丸山岩体）が露出する．本岩体は主に粗粒な安山岩～デイサイト組成の火山砕屑岩より構成され，玄武岩溶岩，赤色層状チャート・赤色泥岩，ミクライト質石灰岩等がブロック状に混在している．火山岩類は島弧的な地球化学的特徴をもち，イザナギプレート上の未成熟海洋性島弧火成活動によって形成されたと考えられている（Yamasaki and Nanayama, 2018）．

上豊似層は南部地域西部に広域に分布し，層厚3,200 mに達する厚層の地層であり，タービダイト相を主とする整然層のみからなる．本層は，下位からKm1, Km2, Km3, Km4の4つの岩相ユニットに区分され，走向方向に発達する断層と同斜褶曲によって同一層序が繰り返し出現するが，総じて東上位を示す地層が卓越する．Km1は砂岩を主体とし，泥岩との互層を含む．Km2は泥岩を主体とする砂岩泥岩級化互層及び塊状泥岩等から構成され，礫岩層が挟在する．Km3は非常に緻密で堅硬な黒色泥岩を特徴的に含む泥岩層のほか，砂岩泥岩互層から構成され，一部で泥岩優勢への上方細粒化シークエンスを示す．また，Km3の下部では泥質部の少ない砂岩層が分布し，ところにより泥岩の破砕片を多く含む．Km4は緻密な中粒砂岩を主体とし，黒色泥岩の破砕片を多く含むほか，一部で全体として著しく破断している．Km1, Km2, Km3及びKm4は，それぞれ，七山（1992b）のKM1部層，KM2部層，KM3部層及びKM4部層に概ね相当する．5万分の1地質図幅については，秋葉ほか（1975）による南部地域の札内川層最下部部層及び下部部層・中部部層及び上部部層・ヤオロマップ川層をそれぞれKm1, Km2, Km3とし，南東地域への岩相の連続性に基づいて，ヤオロマップ川層のうち最も東に分布する下部部層の砂岩優勢層をKm4として区分した．その上で，これらの連続を鈴木ほか（1959）と橋本・武田（1960）に対比し，連続性が不明確な部層については，便宜上一括した岩相ユニットとして表現した．なお，音調津南方の目黒周辺に分布する中の川層群は，全体的にグラノフェルス化しており，その分布から，便宜的にKm1とした．

襟裳岬北方地域に分布する時代未詳の先新第三系堆積岩類は，日高変成岩類の南側に断層（幌泉剪断帯）を介して分布し，今回便宜的に“歌別層（Ut）”として区別した．“歌別層”は，主に砂岩泥岩互層及び塊状厚層理砂岩からなり，一部にチャート，玄武岩を伴う（猪木・垣見，1956；舟橋・猪木，1956）．その岩相と砂岩組成から上豊似層に対比される可能性が高い（柴ほか，2002）．

3.4.1.2　北部地域（Od, Sk, Y1, Y2, Y3）

北部地域の中の川層群は歴舟川上流域に模式的に露出し，東から尾田メランジ（Od），坂下層（Sk）及びヤオロマップ川層（Y1, Y2, Y3）からなる（七山・雁澤，1997）．

尾田メランジは北部地域の中の川層群の最東縁を構成し，主に破断した砂岩泥岩互層から構成され，歴舟川河岸に僅かに露出する．破断の著しい部分においては緑色及び赤色を呈する半遠洋性泥岩が観察される（七山・雁澤，1997）．

坂下層は尾田メランジの西方域に分布し，砂岩優勢砂岩泥岩互層から構成され，ガラス質凝灰岩層4層を特徴的に挟有する．層厚は220 m以上と見積もられる．

ヤオロマップ川層（紺谷，1978）はタービダイト相のみから構成される．本層の砂岩層は緑灰色を示し，層状・球状の石灰質ノジュールを頻繁に含む．泥岩優勢砂岩泥岩互層にはしばしば連続性の良いガラス質細粒凝灰岩が挟在する．これらは走向方向に発達する断層と同斜褶曲により同一層序が繰り返し出現するが，総じて東上位の地層が卓越する．また，層厚は4,100 m以上に達する（七山，2010）．本層は下位から順にY1, Y2, Y3の3つの岩相ユニットに区分され（紺谷，1978），Y1は粗粒～中粒砂岩を主体とし，数枚の凝灰岩のほか礫岩を挟む．Y2は主として黒色泥岩と細粒砂～シルトの級化互層からなり，チャート・石灰岩・塩基性凝灰岩などの薄層を挟む．Y3は中粒～粗粒塊状砂岩と砂岩泥岩互層から構成される．Y1, Y2, Y3はそれぞれ，秋葉ほか（1975）及び松下ほか（1979）の下部部層，中部部層，上部部層に相当する．

3.4.1.3　中の川層群の堆積年代と属性

広尾コンプレックスの立岩岩体を構成する玄武岩からは95.2 ± 4.8 MaのK–Ar年代が報告されている（大和田ほか，1992）．一方，広尾コンプレックスの混在岩相及びタービダイト相の黒色泥岩からは，古第三紀暁新世を示す放散虫化石群集の産出が報告されている（七山，1992b）．また，広尾コンプレックスの砂岩より57.2 MaのジルコンU–Pb年代（最若粒子集団加重平均年代）が報告された（Nanayama *et al*., 2018）．広尾コンプレックスは白亜紀の海洋性異地性岩体を混在した暁新世に形成された付加体と考えられる（七山，1992b）．

一方，タービダイト相のみから構成されるヤオロマップ川層（七山・雁澤，1997）からは，暁新世～前期始新世を示す放散虫化石群集の産出が，坂下層と上豊似層に挟在される酸性凝灰岩からは，47.6 ± 1.3 Ma及び50.4 ± 1.2 Maのフィッショントラック年代が報告されている（七山・雁澤，1997）．また，Nanayama *et al*.（2018）は，ヤオロマップ川層基底の酸性凝灰岩から57.0 Ma，坂下層の酸性凝灰岩より58.1 Ma，同層の砂岩より55.1 MaのジルコンU–Pb年代（最若粒子集団加重平均年代）を報告した．ヤオロマップ川層，坂下層及び上豊似層は，暁新世～前期始新世に海溝域周辺で形成された複数の海底扇状地堆積体と考えられているが（七山，1992a），その一部は付加体の可能性もある．

3.4.1.4　中の川層群の砂岩組成の特徴

中の川層群北部地域と南部地域の砕屑岩組成を比較すると，南部地域の方が中性～苦鉄質火山岩片，砕屑性単斜輝石・角閃石が卓越する傾向がある（七山，1992a）．しかし，両地域間において，主要な岩片組成と随伴鉱物組成等から推定される砂岩の後背地（中性～苦鉄質火山岩，珪長質火成岩，超苦鉄質岩類，変成岩類等）は共通性が高い．このことは，両者の供給源が基本的に同一地域であったことを示唆する（七山・雁澤，1997）．

中の川層群の砂岩組成の検討は，紺谷（1980）及び七山（1992a）によって総括的に行われている．本層群の砂岩は，モード比にして80%以上を火山岩片が占める“火山岩片を多く含む砂岩”であり，ほぼ同時代に堆積した根室層群や佐呂間層群と類似した特徴を示している．

（高橋　浩・山崎　徹）

3.4.2　日高変成帯

日高変成帯は，南北約140 km，最大幅約20 kmで，北北西－南南東方向に延びた細長い形態を示しており，日高変成岩類及び日高深成岩類より構成され，島弧性地殻の断面が露出した地質体と考えられている（例えば，小松ほか，1986；第1図）．変成岩類の面構造の走向は，変成帯の延びの方向と調和的で，北北西－南南東を示し，東に急傾斜している．深成岩類の分布形態も，変成帯の延びの方向と調和的な北北西－南南東方向に伸張したものが多い．ポロシリオフィオライトと日高変成帯とは日高主衝上断層を境に，互いに地殻下部どうしで接合しめくれあがった構造となっている．

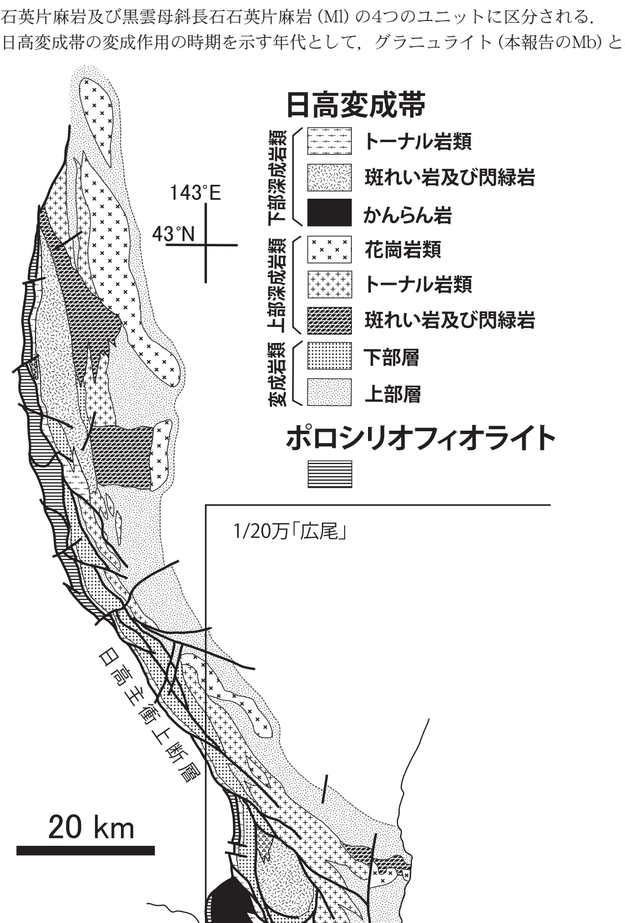
3.4.2.1　日高変成岩類（Mu, Gf, Mb, Ma, Mh, Ml）

日高変成岩類は，変成帯の西部に分布する，苦鉄質変成岩類を主とし少量の砂泥質変成岩類が挟在する下部変成岩層（下部層）（グラニュライト相～角閃岩相）と，その東側に分布し砂泥質変成岩類からなる上部変成岩層（上部層）（角閃岩相～緑色片岩相）に区分されている（例えば，小山内，1985；Osanai *et al*., 1986）．上部層（角閃岩相～緑色片岩相）は，下位より，（白雲母）黒雲母斜長石石英片麻岩及び片岩（Mu），白雲母黒雲母斜長石石英グラノフェルス（Gf）から構成される．東側に分布する中の川層群堆積岩類とは，変成度が漸移的に変化する（高橋，1992）．また，グラノフェルス（Gf）は，“歌別層（Ut）”北東部にも存在する．下部層は，下位から，グラニュライト相変成岩類であるざくろ石斜方輝石斜長石石英片麻岩・斜方輝石角閃岩など（Mb）と，角閃岩相変成岩類である角閃岩（Ma），角閃石黒雲母斜長石石英片麻岩（Mh）とざくろ石黒雲母斜長石石英片麻岩及び黒雲母斜長石石英片麻岩（Ml）の4つのユニットに区分される．

日高変成帯の変成作用の時期を示す年代として，グラニュライト（本報告のMb）とグラニュライトが部分溶融して形成されたと考えられているSタイプトーナル岩（本報告のTl）を用いたRb–Sr全岩アイソクロン年代の56 Ma（Owada *et al*., 1991）及びＩタイプトーナル岩（本報告のTh）のRb–Sr全岩アイソクロン年代の51 Ma（Owada *et al*., 1997）が報告されており，日高変成帯は50 Ma前後の一連の広域変成作用によって形成されたと考えられていた．しかし，2000年以降，上部層の黒雲母片麻岩中のジルコン再結晶リムのU–Pb年代として40～36 Ma前後（高橋ほか，2018；Takahashi *et al*., 2021），下部層のグラニュライト（本報告のMb）中のジルコン再結晶リムのU–Pb年代として23.7～17.2Ma（Usuki *et al*., 2006）及び19 Ma前後（Kemp *et al*., 2007）が報告され，日高変成作用は50 Ma前後の一連のものではなく，40～36 Ma前後と19 Ma前後の2回の変成作用があったと考えられている（志村ほか，2015；高橋ほか，2018；Takahashi *et al*., 2021）．これに伴い，本図幅では上部層の変成年代を中期～後期始新世，下部層の変成年代を前期中新世とした．また，変成帯南部のニカンベツ川から猿留川流域周辺における変成岩類のK–Ar年代（佐伯ほか，1995）は，北東部（上部層）において35～29 Ma（泥質変成岩の黒雲母K–Ar年代），41～31 Ma（角閃岩の角閃石K–Ar年代），南西部（下部層）において19～17 Ma（泥質変成岩の黒雲母K–Ar年代）を示している．これらのK–Ar年代は，上部層と下部層の変成年代が異なることを示している．

本図幅地域では，上部層と下部層は日高深成岩類のトーナル岩類（菫青石黒雲母トーナル岩，黒雲母トーナル岩及び角閃石黒雲母トーナル岩）西縁の断層によって隔てられている．

（高橋　浩）



第１図　日高変成帯地質図
小松ほか(1986)を一部修正．

3.4.2.2　日高深成岩類（Go, Gb, Tu, Th, Gr, Ap, Grn, P, Gol, Gbl, D, Tl）

日高深成岩類は，超苦鉄質岩類，斑れい岩～閃緑岩類及び花崗岩類から構成され，これらは「広尾」地域にも広く分布する．超苦鉄質岩類は，変成帯南部にまとまって分布するほか，日高主衝上断層に沿って断続的に分布する．斑れい岩類は，変成帯の北部と南部にまとまって分布している（第１図）．2000年以降，これらの花崗岩類や斑れい岩類中のジルコンU–Pb年代が報告され，下部変成岩層（下部層）に貫入するトーナル岩（本図幅のTlに相当）及び斑れい岩（本図幅のGolに相当）で19 Ma前後，上部変成岩層（上部層）に貫入するトーナル岩（本図幅のTuに相当）で37 Ma前後，上部層に貫入する花崗岩～花崗閃緑岩（本図幅のGr及びGrnに相当）で37及び19 Ma前後の年代が報告され，2回の火成作用があったと考えられており（Kemp and Shimura, 2006；Kemp *et al*., 2007），日高変成帯全域の火成作用について年代の見直しが必要となっている．

本図幅では，日高深成岩類を上部深成岩類（上部変成岩層中に貫入する深成岩類）及び下部深成岩類（下部変成岩層中に貫入する深成岩類）に区分した．上部深成岩類としては，かんらん石斑れい岩及びトロクトライト（Go），斑れいノーライト・角閃石斑れい岩及び閃緑岩（Gb），黒雲母トーナル岩・白雲母黒雲母トーナル岩及び菫青石白雲母黒雲母トーナル岩（Tu），角閃石黒雲母トーナル岩・黒雲母トーナル岩及び白雲母黒雲母トーナル岩（Th），黒雲母花崗岩・角閃石黒雲母花崗岩及び花崗閃緑岩（Gr），アプライト（Ap）及び黒雲母花崗閃緑岩（Grn）が分布する．野塚川下流域に産する小規模な斜長石花崗岩質岩脈については，35.6 ± 0.6 MaのジルコンU–Pb年代を示し，上部深成岩類の成因と密接な関係があると報告されている（Yamasaki *et al*., 2021）ことから，分布は離れているものの，便宜上，上部深成岩類の黒雲母花崗岩類（Gr）に含めた．かんらん石斑れい岩及びトロクトライト，斑れいノーライト・角閃石斑れい岩及び閃緑岩，及び黒雲母花崗岩・角閃石黒雲母花崗岩及び花崗閃緑岩は，複合深成岩体として音調津周辺に分布する（Takahashi, 1983；高橋・佐々木，1983；Ishihara and Terashima, 1985）．黒雲母花崗岩から36Maの黒雲母K–Ar年代（河野・植田，1967）及び27.7 MaのRb–Sr鉱物アイソクロン年代（岡本・本間，1983），斑れいノーライトから35.3 ± 1.1 Maの黒雲母K–Ar年代（柴田・石原，1981；Ishihara and Terashima, 1985）が報告されている．また，かんらん石斑れい岩は，野塚岳南方で黒雲母トーナル岩中に複数の小規模岩体として分布している（大和田ほか，2006）．黒雲母トーナル岩・白雲母黒雲母トーナル岩及び菫青石白雲母黒雲母トーナル岩は，楽古岳（標高1,471 m）を中心に，山脈主稜線に沿って北西－南東方向に幅約5 km，長さ30 km程の岩体として分布し，楽古岳岩体と呼ばれている（大和田・志村，2010）．楽古岳岩体は片麻岩を多量に包有し不均質な岩相を呈する黒雲母トーナル岩・白雲母黒雲母トーナル岩及び菫青石白雲母黒雲母トーナル岩（Tu）が広く分布している．その南東部にはドーム状の構造を示す音調津岩体（Kizaki, 1956）が分布している．豊似岳岩体は，楽古岳岩体の南方の豊似岳（標高1,105 m）周辺に分布しており（春日井，1957），周辺の黒雲母片麻岩の上にナップとして衝上している（大和田，1989）．主に菫青石白雲母黒雲母トーナル岩（Tu）からなり，岩体北部で角閃石黒雲母トーナル岩に貫入されている．黒雲母花崗岩・角閃石黒雲母花崗岩及び花崗閃緑岩は，音調津複合深成岩体の一部を構成するほか，ヌピナイ岩体（秋葉ほか，1975）としてヌピナイ川上流のグラノフェルス帯に分布しており，その周囲にアプライト岩脈を伴う．黒雲母花崗閃緑岩（Grn）は，野塚岳周辺に北北西－南南東方向に伸張した岩体（野塚岳岩体；秋葉ほか，1975）として分布している．

下部深成岩類としては，かんらん岩（P），トロクトライト及びかんらん石斑れい岩（Gol），斑れいノーライト・輝石角閃石斑れい岩及び角閃石斑れい岩（Gbl），閃緑岩及びトーナル岩（D），及びざくろ石斜方輝石黒雲母トーナル岩，菫青石ざくろ石黒雲母トーナル岩など（Tl）が分布する．

かんらん岩（P）は，幌満川下流域に南北10 km，東西8 kmに及ぶ幌満かんらん岩体とニカンベツ川及びアベヤキ川に小規模岩体として存在する．幌満かんらん岩体は，南北に連なるアポイ岳（標高810 m）～ピンネシリ（標高958 m）から東にむけ，幌満川中・下流域を経てその東方にかけて分布する．岩体西縁は断層関係で幌別川層群及びポロシリオフィオライトと接している．岩体内の岩相分布の詳細は煩雑さを避けるために地質図に示していないが，詳細な岩相分布・構造・地球化学的特徴及び成因については，Takahashi（1991, 1997），Takazawa *et al*.（2000），新井田・高澤（2007）や新井田（2010）にまとめられている．幌満かんらん岩体は，主にかんらん岩から構成され，少量の輝石岩及び斑れい岩類を伴う（舟橋・猪木，1956；Niida, 1974, 1984）．厚いダナイト・ハルツバージャイト・レールゾライト・斜長石レールゾライトが規則的に成層する岩体下部（層厚約2,000 m）と斜長石レールゾライト・薄いダナイト・斑れい岩類が縞状に累重する岩体上部（層厚約1,000 m）とが全体として緩やかに湾曲した厚い板状の岩体を構成しており，日高変成帯境界部付近の構成岩類はいずれも著しい延性変形作用を被っている（Niida, 1974, 1975, 1984；Sawaguchi, 2004）．幌満かんらん岩体からの年代としては，斜長石レールゾライトとスピネルレールゾライトからの833 ± 78 MaのSm–Nd全岩アイソクロン年代（Yoshikawa and Nakamura, 2000），Re–Osアイソクロン図におけるかんらん岩と斑れい岩類全体からの1,120 ± 240 Maの見かけ年代（Saal *et al*., 2001），金雲母含有スピネルレールゾライトからの23.0 ± 1.2 MaのRb–Sr鉱物アイソクロン年代（Yoshikawa *et al*., 1993）及び斜長石レールゾライト中の金雲母からの20.6 ± 0.6Maの^{40}Ar–^{39}Arプラトー年代（Kaneoka *et al*., 2001）が報告されている．幌満かんらん岩体は，下部層変成岩類及び下部深成岩類と共に変形作用を被っていることから，下部深成岩類に含め，上昇年代と解釈されている23～21 Maの年代値を地質区分上の年代として採用した．

トロクトライト及びかんらん石斑れい岩（Gol），斑れいノーライト・輝石角閃石斑れい岩及び角閃石斑れい岩（Gbl），閃緑岩及びトーナル岩（D）は，幌満川上流に南北約10 km×東西約7 kmにわたって分布し，複合深成岩体（オピラルカオマップ岩体；本間，1997）を構成しており，幌満岩体（Motoyoshi, 1981）ともいう．この岩体に貫入する花崗閃緑岩は25.5 ± 0.5 MaのRb–Sr鉱物アイソクロン年代を示す（Honma and Fujimaki, 1997）．また，ニオベツ川及びその支流の上二股の沢流域に東西南北最大4 km程度にわたってニオベツ岩体（大和田ほか，2006）が分布する．主として輝石角閃石斑れい岩及び角閃石斑れい岩から構成され，岩体の東側では鉄に富むかんらん石を含むかんらん石含有輝石角閃石斑れい岩を産する（大和田ほか，2006）．角閃岩（Ma）及び黒雲母トーナル岩（Tu）に貫入しており，東側の黒雲母トーナル岩との接触部付近では，鉄かんらん石ざくろ石ノーライトが産する（Maeda *et al*., 1985）．この岩石は18.6 ± 0.12 MaのRb–Sr鉱物アイソクロン年代と18.3 ± 2.7 MaのSm–Nd鉱物アイソクロン年代を示す（大和田ほか，2006）．

ざくろ石斜方輝石黒雲母トーナル岩，菫青石ざくろ石黒雲母トーナル岩など（Tl）は，下部層変成岩類，下部深成岩類のかんらん岩（P）や斑れいノーライト・輝石角閃石斑れい岩及び角閃石斑れい岩（Gbl）に貫入しており，マイロナイト化していることが多い．

（山崎　徹・高橋　浩）

3.5　襟裳層（Er）

猪木・垣見（1956）は，えりも町歌別から襟裳岬先端までの海岸部に狭小に分布する地層を襟裳累層と呼び，下部砂岩層，礫岩層及び上部砂岩層に区分した．栗田・楠（1997）は，猪木・垣見（1956）の襟裳累層下部砂岩層を先新第三紀基盤岩類（本地域の中の川層群“歌別層”）に含め，礫岩層及び上部砂岩層を下部礫岩部層と上部タービダイト部層に区分し襟裳層と呼んだ．下部礫岩部層の礫種は，花崗岩及び中の川層群堆積岩類からなり，全体的に強く引き延ばされている（Uda, 1973, 1976）．襟裳層の露出は全体で厚さ500 mほどであるが，上位は海域へ没しており，全層厚は不明である．襟裳層は従来“中部中新統”とされてきたが，渦鞭毛藻化石から上部漸新統に修正された（栗田・楠，1997）．下部礫岩部層中の黒雲母花崗岩礫（最大長径2 m）の全岩化学組成は日高深成岩類と同様の特徴を示し，その黒雲母K–Ar年代は33～30 Maを示す（在田ほか，2001；山崎ほか，2018）．襟裳層の堆積年代と近接する年代を示す日高深成岩類から礫がもたらされた点は，日高変成帯の上昇過程を考察する上で重要と言える．

（高橋　浩・山崎　徹）

3.6　新第三系

「広尾」地域の新第三系は，日高地域と十勝地域に分かれて分布する．日高山脈西方（日高地域）の新第三系は，広範な地域にほぼ連続して分布し，岩相も広域に比較的よく対比され，日高山脈西縁に発達した前縁盆地埋積層と考えられる（川上・川村，2003）．「広尾」地域では，イドンナップ亜帯中に小規模に上杵臼累層が分布している．十勝地域の新第三系は，岡（2001）に従い，下位より，歴舟緑色凝灰岩層・赤石沢層及び当縁層，ペルプネ層及び日方川層，ヌピナイ層・尾田村層・大川層及び生花苗層泥岩相，豊似川層及び生花苗層礫岩相，大樹層，及び糠内層及びチョウブシ層に区分した．この他，前期中新世と後期中新世の岩脈類が認められる．

3.6.1.　古期岩脈類（A, Qd）

前期中新世の岩脈類を古期岩脈類と呼ぶ．えりも町目黒～庶野の海岸付近に，完晶質斑状の玄武岩質安山岩及び安山岩（A）から構成される多数の岩脈が産し，17.7 ± 1.7 Maの全岩K–Ar年代が報告されている（前田ほか，1990）．様似町新富には，斜長石斑晶を含む細粒石英閃緑岩岩脈（Qd）が報告されており（鈴木ほか，1959），岩相的に西隣の「浦河」地域内の様似町様似漁港周辺に分布する岩脈（古堅ほか，2010）に対比される．この様似漁港周辺の岩脈からは，16.5 ± 0.8 Maの全岩K–Ar年代が報告されている（前田ほか，1990）．これらの岩脈は，歴舟緑色凝灰岩層や豊頃丘陵の火山岩類とあわせて，20～14 Maにかけて日本海拡大に関連して北海道中央部で生じた火成活動の産物であると解釈されている（古堅ほか，2010）．豊似川～野塚川上流域に産する玄武岩質岩脈もこれらに対比されるものと考えられる．

3.6.2　上杵臼累層（Kk）

上杵臼累層（Suzuki *et al*., 1983）は，日高山脈西縁に発達した前縁盆地埋積層の一つとして日高地方に分布し，基底礫岩を伴う砂岩及び泥岩からなる前期中新世末期～中期中新世前期ないし中期の地層である（蟹江・酒井，2002）．本地域では，イドンナップ亜帯の幌別川層群中に断層に挟まれて楔状の分布を示す．

3.6.3　歴舟緑色凝灰岩層・赤石沢層及び当縁層（Tb）

歴舟緑色凝灰岩層（宮坂・菊池，1978）は，大樹町尾田西方歴舟川本流及び歴舟中の川の断層に沿ってわずかに分布する．下部の玄武岩質岩石と上部の緑色凝灰角礫岩よりなり，玄武岩質岩石は岩脈・岩床あるいは溶岩として産するほか，一部にハイアロクラスタイト（水中破砕岩）を伴い，14.9 ± 0.7 MaのK–Ar年代を示す（Yamagishi *et al*., 1989）．

赤石沢層（山口・佐藤，1989）は，豊頃丘陵の中心部で，豊頃層を不整合に覆う新第三系の最下部層としてわずかに分布する．また，当縁層（中期中新世前期）に整合的に覆われている．層厚は10～30 mで，暗灰色泥岩と淡灰色凝灰質砂岩及び暗灰緑色礫岩からなる．

当縁層（Yamaguchi, 1982）は，豊頃丘陵中心部において，赤石沢層の上部を整合的に覆う．火山噴出岩相（溶岩，火山角礫岩，凝灰角礫岩，凝灰岩，溶結凝灰岩）を主体とすることから，かつては当縁緑色凝灰岩層と呼ばれた（山口，1970）．層厚は70 m前後で，火成活動としては，苦鉄質から中性へと変化し，最後に過アルカリ質のコメンダイトの噴出で終わる一連のプロセスが識別されている（山口・佐藤，1989）．K–Ar年代として，溶結凝灰岩のアノーソクレースから15.1 ± 0.6 Ma（柴田ほか，1975），玄武岩溶岩（全岩）から16.9 ± 0.8 Ma（山岸ほか，1990）が報告されており，当縁層の年代は中期中新世前期とみなされ，歴舟緑色凝灰岩層下部の玄武岩質岩の年代とほぼ同時期である．

3.6.4　ペルプネ層及び日方川層（Hk）

ペルプネ層（宮坂・菊池，1978）は，砂岩・礫岩を主体とする中期中新世の地層で，大樹町尾田西方の歴舟川本流及び歴舟中の川沿いの地域において，歴舟緑色凝灰岩に隣接または取りまいて分布している．歴舟中の川（模式地）では層厚18 m以上で，基底礫岩，砂岩・礫岩互層，粗粒砂岩で構成され，基底礫岩には玄武岩質の礫が多量に含まれ，その他中の川層群由来の硬質砂岩などが認められる．日方川層（根本・佐々，1933；宮坂・菊池，1978）は，主に暗灰色細粒～極細粒砂岩からなる．下位のペルプネ層とは整合漸移する．

3.6.5　ヌピナイ層・尾田村層・大川層及び生花苗層泥岩相（Ok）

ヌピナイ層（宮坂・菊池，1978），尾田村層（根本・佐々，1933）は日高山脈側に，大川層（鬼塚，1962；山口，1970），生花苗層（根本・佐々，1933；鬼塚，1962）は豊頃丘陵周辺に分布する同時代の地層群である．ヌピナイ層，尾田村層，大川層及び生花苗層は同時異相の地層群であり，ヌピナイ層及び大川層は軟質泥岩，尾田村層及び生花苗層は硬質頁岩を代表的岩相とする．なお生花苗層（岡，1979；山岸ほか，1990）は，泥岩相（下位）と礫岩相（上位，一部泥岩を含む）よりなり，礫岩相は豊似川層に対比される（岡，2001）．地質図では生花苗層の泥岩相をOk，礫岩相をOkgとして表現した．

ヌピナイ層最上部には凝灰質シルト岩が発達し，10種類近くの貝化石を産する．生花苗層からは稀にベッコウソデガイ，オウナガイ，ソデガイ，シリトリガイなどの化石を産し，海綿針骨を普遍的に産する（岡，2001）．大川層泥岩から微化石として砂質底生有孔虫が普遍的に産出し，大川層下部砂岩からは日高山脈西側の滝の上層の浅海環境に似た石灰質有孔虫化石が産出する（山口・佐藤，1989）．放散虫化石では，大川層が*Melittosphaera magnaporulosa*帯，生花苗層が*Thecosphaera miocenica*－*Eucyrtidium inflatum*帯及び*Lychnocanium nipponicum*－*Sethocyrtis japonica*帯に区分されている（長田，1986）．さらに，山口・佐藤（1989）は，生花苗層泥岩相部分について珪藻化石を解析し，Koizumi（1985）の*Coscinodiscus yabei*帯であることを報告している．以上の結果と上位の大樹層の珪藻化石層序から，大川層・生花苗層は中期中新世前期～後期中新世前期（15～10 Ma）に位置づけられる（岡，2001）．

3.6.6　豊似川層（Ty）及び生花苗層礫岩相（Okg）

豊似川層（根本・佐々，1933）は，日高山脈南東麓に広く分布し，ほとんど砂岩及び礫岩からなり，わずかに硬質泥岩・泥岩などを含む単調な岩相を示す地層であり，層厚は1,300 mに達する．

生花苗層礫岩相（岡，2001）は，生花苗層（根本・佐々，1933；鬼塚，1962）の礫岩相（上位）に相当する．日高山脈の東側に発達した海底扇状地の一部を構成し，級化砂岩，礫岩を主体とする（岡，1979）．

3.6.7　新期岩脈（Do）

豊頃丘陵において，ドレライト岩脈が大川層の泥岩に貫入している．鏡下では，細粒完晶質でオフィティック組織を示す．主として斜長石，単斜輝石からなり，石英，アルカリ長石，黒雲母，不透明鉱物を伴う．

3.6.8　大樹層（Tk）

大樹層（根本・佐々，1933；鬼塚，1962）は，豊頃丘陵東翼では広く，西翼では狭く帯状に分布している．珪藻質塊状泥岩からなり，しばしば細粒砂岩及び凝灰岩の薄層を伴う．下位の生花苗層から整合的に漸移する．珪藻化石はYanagisawa and Akiba（1998）の*Denticulopsis praedimorpha*帯から*Neodenticula kamtschatica*帯に属し，中期中新世の後期から前期鮮新世を示唆する（山口・佐藤，1989；嵯峨山，2001）．珪藻化石分帯から，大樹層の下部は生花苗層と，上部は糠内層と一部同時期を示すという指摘もある（山口・佐藤，1989）．放散虫化石は，後期中新世～鮮新世を示す*Thecosphaera japonica*帯が識別され，さらに2亜帯（下部の*Thecosphaera japonica*－*Sethocyrtis japonica*亜帯，上部の*Spongoplegma variabile*－*Lychnocanium nipponicum*亜帯）に細分される（長田，1986）．

3.6.9　糠内層及びチョウブシ層（Nu）

糠内層（宮坂ほか，1978）及びチョウブシ層（松野，1962）は，豊頃丘陵東方にまとまって分布するほか，豊頃丘陵南麓にも分布し，塊状の砂質泥岩を主とする．下位の大樹層とは整合一連の関係である．嵯峨山（2001）は，晩成温泉2号井の坑井地質を検討し，チョウブシ層をYanagisawa and Akiba（1998）の*Thalassiosira oestrupii*帯（5.49～3.55－3.95 Ma）及び*Neodenticula koizumii*—*Neodenticula kamtschatica*帯（3.55－3.95～2.61－2.68 Ma）に相当する鮮新統であることを示した．

（高橋　浩・山崎　徹）

3.7　第四系

十勝平野内陸部には，扇状地性の河成段丘が広く分布しており，高位面から低位面まで9面（「広尾」地域では8面）に大きく分けられる．高位～中位面は，北隣「帯広」地域から「広尾」地域にかけての日高山脈東麓や瓜幕台地など十勝平野周縁部に広大な扇状地面として広がるほか，芽室川上流部・音更川・十勝川・札内川に沿って分布する．高位面は古い順に開析扇状地面である光地園面・幕別面・上更別Ⅰ～Ⅲ面（及びそれらの相当面）に区分される．いずれも開析が進み，比高数m～十数mの小起伏が発達している．光地園面の堆積物は層厚90 m以上にもなる膨大なクサリ礫からなる．一方，幕別面～上更別面では礫層はあまり発達しない．

海岸段丘は広尾～豊頃丘陵海岸部にかけておおむね4面が認められる．それらの旧汀線高度は低位から順に15 m前後，25～35 m，55～60 m，90 m前後であり，いずれもクッチャロ羽幌テフラ（Kc–Hb），洞爺テフラ（Toya）に覆われている（中村・平川，2001）．

ビラオトリ層は，高位7面（拓北面，上更別Ⅲ面）を削って形成された凹地を埋めて堆積した沼ないし湿地性の堆積物であり，ウルム氷期（MIS 4～MIS 2）に先立つ温暖期からWI亜氷期を経てWI/WII亜間氷期に至る堆積物と考えられる（松井ほか，1978）．沖積低地は，比較的規模の大きなものは十勝川の下流に限られ，他は主要な河川と海岸沿いに狭小なものが認められる程度である．

本報告では，小池・町田編（2001），岡（2001），北海道（2005）を参考にして，高位段丘を7面（高い面より順に高位１～7面，そのうち河成段丘は4面，海成段丘は3面）に，中位段丘を3面（高い面より順に中位１～３面，河成段丘2面，海成段丘は1面）に，低位段丘を2面（高い面より順に低位１及び２面，いずれも河成段丘）に分類した（第１表）．以下に，各段丘堆積物，ビラオトリ層及びホロカヤントウ層の特徴を記述する．

3.7.1　高位段丘堆積物（th1～th7）

高位1面（光地園面，豊似面）堆積物（th1）は，大樹町西方の高度450～300 m付近に発達する光地園面及び襟裳岬北方の高度250～350 m付近に発達する豊似面を構成する砂礫層である．十勝団体研究会（1965，1968），秋葉ほか（1975），松井ほか（1974），松澤・小坂（1987），山口ほか（2003）の「光地園礫層」，猪木・垣見（1956）の「豊似層」，岡（2001）の「第1段丘堆積物（T1）」の一部に相当する（第１表）．光地園付近における本堆積物は，層厚が90 mに及び，礫径は10～30 cmを主体とし，クサリ礫を含む（秋葉ほか，1975）．この堆積物によって構成される段丘面は，MIS 12に形成されたという指摘がある（小池・町田編，2001）が，形成年代を直接的に示す資料はまだ得られておらず，今後も引き続き検討が必要である．

高位2面（晩成Ⅰ面）堆積物（th2）は，生花苗沼の西方に分布する海成の砂礫層である．十勝団体研究会（1968），松井ほか（1974），山口ほか（2003）の「晩成Ｉ砂層」，岡（2001）の「第1段丘堆積物（T1）」の一部に相当する．高位2面は，MIS 11の高海面期に形成されたと推定されている（奥村・出穂，2010；廣瀬・大津，2010）．ただし，高位2面は晩成Ｉ砂層が堆積した後に形成された侵食面とする説もあり（松井ほか，1978など），本堆積物の形成時期はMIS 11よりも古い可能性もある．

高位3面（幕別面）堆積物（th3）は，上札内の更別付近に広く発達する河成段丘面を構成する砂礫層である．秋葉ほか（1975）の「幕別面段丘堆積物」，十勝団体研究会（1968）及び松井ほか（1974）の「幕別扇状地礫層」，岡（2001）の「第1段丘堆積物（T1）」の一部に対比される．本堆積物は，層厚が10 mに達し，礫径は10～30 cm（こぶし大～人頭大）であり，礫層の上位には，赤色土，チョコレート色埋没土壌，Op–2・Op–1（Kt–3）・Spfa–2（Kt–1）・Spfa–1などのテフラ層が載ることが確認されている（松井ほか，1974）．段丘面の地形的な切りあいの関係及び分布高度に基づき，本堆積物の形成時期をMIS 10と推定した．

高位4面（晩成Ⅱ面）堆積物（th4）は，湧洞沼及び長節湖周辺の標高90 m付近に分布する海成段丘面を構成する砂礫層である．十勝団体研究会（1968），松井ほか（1974），山口ほか（2003）の「晩成Ⅱ砂層」，岡（2001）の「第2段丘堆積物（T2）」の一部に相当する（第１表）．生花苗沼の南西に分布する高位4面は，MIS 9の高海面期に形成されたとされている（奥村・出穂，2010；廣瀬・大津，2010）．

高位5面（上更別Ｉ面）堆積物（th5）は，上更別付近に発達する河成段丘面を構成する砂礫層である．十勝団体研究会（1965，1968），松井ほか（1974）の「上更別Ｉ面」，岡（2001）の「第2段丘堆積物（T2）」の一部に相当する．本堆積物は，層厚が10～15 m程度で，礫相を主体とする．松澤・小坂（1987）が「ヤンケベツ面」として襟裳岬周辺に分布する高度50 m前後の段丘面を高位5面に対比したが，この面を構成する堆積物は確認されていない．段丘面の地形的な切りあいの関係及び分布高度に基づき，本堆積物の形成時期をMIS 8と推定した．

高位6面（晩成Ⅲ面，上更別Ⅱ面）堆積物（th6）は，湧洞沼及び長節湖周辺の標高70～50 m付近に分布する海成段丘面（晩成面）を構成する砂礫層である．本報告では，幕別町忠類周辺で高位5面と高位7面の間に分布する河成段丘面（山口ほか（2003）の「朝日面」）及びその相当面も，便宜上，高位6面に含めた．十勝団体研究会（1972），松井ほか（1974）の「晩成Ⅲ層」，平川・小野（1974）の「上更別Ⅱ面堆積物」，十勝団体研究会編（1978）の「朝日面堆積物」，岡（2001）の「第3段丘堆積物（T3）」に相当する（第1表）．

高位7面（上更別Ⅲ面）堆積物（th7）は，忠類付近を中心に本地域の各地に発達する河成段丘面を構成する砂礫層である．十勝団体研究会（1965，1968），松井ほか（1974），山口ほか（2003）の「拓北面堆積物」，秋葉ほか（1975）の「拓北面段丘堆積物」，平川・小野（1974）の「上更別Ⅲ面堆積物」，岡（2001）の「第4段丘堆積物（T4）」に相当する（第１表）．本堆積物は層厚が10～15 m程度で，主体は礫相で，径10 cm前後の亜円～円礫を中心とする．段丘面の地形的な切りあいの関係及び分布高度に基づき，本堆積物の形成時期をMIS 6と推定した．

3.7.2　ビラオトリ層（Br）及びホロカヤントウ層（Hy）

ビラオトリ層（橋本・武田，1960）は，楽古川下流を模式地とし，模式地を南限として，日高山脈の東麓に沿ってほぼ北北西方向に断続しながら分布し，戸蔦別川流域まで認められる．その他，楽古川河口以北の太平洋岸沿いに，海崖の基底部に点々と分布しているほか，ビラオトリ層に対比されるホロカヤントウ層（十勝団体研究会，1971）が豊頃丘陵の西麓に沿って点々と小規模に分布している．泥炭ないし砂礫まじりの泥炭質粘土層を挟む湿原性堆積物である（山口ほか，2003）．

3.7.3　中位段丘堆積物（tm1～tm3）

中位1面堆積物（tm1）は，生花苗沼周辺からそれより北東側の海岸沿い及び襟裳岬の東西両岸に分布しており，MIS 5eに形成された海成段丘面（小池・町田編，2001；奥村・出穂，2010）を構成する砂礫層である．十勝団体研究会編（1978）の「当縁砂礫層」，松澤・小坂（1987）の「小越層」，山口ほか（2003）の「相保島礫層」，岡（2001）の「第5段丘堆積物（T5）」の一部に対比される．生花苗沼周辺では，この段丘面堆積物の上位にKc–Hb，Toya（いずれもMIS 5d前後に降灰）といった広域火山灰層が載ることが報告されている（中村・平川，2001）．

中位2面（忠類面）堆積物（tm2）は，十勝団体研究会（1968），松井ほか（1974）の「忠類面」に対比される段丘面を構成する砂礫層，岡（2001）の「第5段丘堆積物（T5）」の一部に相当する．本堆積物は，層厚が10 m前後で，砂礫相よりなる．砂礫相は葉理が顕著で，礫径が一般に10 cm以下でときに25～30 cmに達する（岡，2001）．これらの堆積物を覆う被覆層には，厚い褐色土壌の下に3 m程度のローム層が発達し，ボール状ローム層，Spfa–1の下に2 m前後の褐色粘土質ローム層がよく発達し，その間に1～2層のスコリア質砂層を挟み，下部にチョコレート色埋没土壌帯を発達させることがあるが，Op層（Kt–3，Kt–6）といった鍵層になる火山灰層は認められない（松井ほか，1974）．被覆層に含まれる火山灰の降下年代に基づくと，本堆積物の形成年代はMIS 3–4の間と推定される．

中位3面（尾田面）堆積物（tm3）は，河川沿いに広く発達する段丘面を構成する堆積物で，十勝団体研究会（1968）の「尾田面堆積物」，秋葉ほか（1975）の「尾田面段丘堆積物」，岡（2001）の「第6段丘堆積物（T6）」に相当する．本堆積物は，層厚が5～15 mで，主に礫層よりなり，大～巨礫に富んでいる（岡，2001）．本堆積物を覆う風成堆積物中にSpfa–1が含まれないことから，形成時期はMIS 3末期であると推定される．

3.7.4　低位段丘堆積物（tl1, tl2）

低位1面（石坂面）堆積物（tl1）は，河川沿いに広く発達する段丘面を構成する堆積物で，十勝団体研究会（1968）の「石坂面堆積物」，秋葉ほか（1975）の「石坂面段丘堆積物」，岡（2001）の「第7段丘堆積物（T7）」に相当する．本堆積物は，層厚が5 m前後で，礫相は大～巨礫相を主体とする（岡，2001）．本堆積物を覆う風成堆積物はボール状ロームを欠き，暗褐色の砂質のソフトローム層を直接載せている．段丘面の地形的な切りあいの関係及び分布高度に基づき，本堆積物の形成時期はMIS 2と推定される．

低位2面（大樹面）堆積物（tl2）は，河川沿いに広く発達する段丘面を構成する堆積物で，十勝団体研究会（1968），松井ほか（1974）の「大樹面堆積物」，秋葉ほか（1975）の「大樹面段丘堆積物」に相当する．本堆積物は，層厚が3～5 m程度で，礫～砂礫相を主体とする（岡，2001）．堆積物上にロームが載らないことから，本堆積物の形成年代はMIS 1と推定される．

3.7.5　沖積層（a）

十勝平野の沖積低地は，比較的規模の大きなものは十勝川の下流に限られ，他は主要な河川と海岸沿いに狭小なものが認められる程度である．「広尾」地域では，長節川河口の長節湖周辺，湧洞川河口の湧洞沼周辺，生花苗川河口の生花苗沼周辺，忠類幌内川河口付近の湿原周辺や歴舟川流域等に小規模な沖積層が認められる．

（吾妻　崇・高橋　浩）

第１表　十勝平野の地形面区分と対比

地質時代		酸素同位体ステージ	本報告	平川・小野 (1974)		十勝団体研究会 (1978)		松澤・小坂 (1987)	小池・町田 (2001)	岡 (2001)	山口ほか (2003)			北海道 (2005)			鍵　層	
			十勝平野南部～襟裳岬	南十勝～十勝川河口	十勝平野全体	十勝南部	幕別台地	襟裳岬	広尾	十勝平野南部	猿別川地域	当縁川地域	太平洋岸	十勝平野中央～南部				
完新世					沖積面	現河床面	現河床面			T9	沖積低地	沖積低地	沖積低地	a2面 a1面			- Ta-b	
		(MIS 1)	低位2面(tl2)		上帯広Ⅳ面	大樹面			fT1	T8		大樹面		上帯広Ⅳ面			- ソフトローム	褐色ローム
更新世	後期	(MIS 2)	低位1面(tl1)		上帯広Ⅲ面	石坂面	池田面		fT2-2	T7	上札内Ⅱb面		ホロカヤントウ面	上帯広Ⅲ面	上帯広Ⅲb面			
															上帯広Ⅲa面		- ボール状ローム - En-a	
		(MIS 3-4)	中位3面(tm3)		上帯広Ⅱ面	尾田面	止若面		fT2-1	T6		尾田面		上帯広Ⅱ面				
					上帯広Ⅰ'面				fT3					上帯広Ⅰ面	上帯広Id面		- Spfa-1 - Kt-1 - Z-M - Kt-3 - Kt-4 - Safa - Kt-6 - Aso-4 - Toya - Kc-Hb	
			中位2面(tm2)		上帯広Ⅰ面	忠類面	明野面	小越面		T5		忠類面	相保島面 （忠類面）		上帯広Ic面			
					当縁面										上帯広Ib面 上帯広Ia面			
		(MIS 5e)	中位1面(tm1) (海成段丘面)	生花苗Ⅳ面	生剛面				mT5e									
	中期	(MIS 6)	高位7面(th7)		上更別Ⅲ面	拓北面	上更別Ⅲ面	上歌別面	fT6-2	T4		拓北面		上更別面	上更別Ⅲ面	上更別Ⅲb面		
																上更別Ⅲa面		赤褐色ローム
		(MIS 7)	高位6面(th6) (海成段丘面)	生花苗Ⅲ面	上更別Ⅱ面	朝日面	上更別Ⅱ面		fT6-1	T3		朝日面	晩成Ⅲ面		上更別Ⅱ面			
		(MIS 8)	高位5面(th5)		上更別Ⅰ面	上更別Ⅰ面	共栄面	ヤンケベツ面	fT8	T2	上更別Ⅰ面	上更別Ⅰ面			上更別Ⅰ面			
		(MIS 9)	高位4面(th4) (海成段丘面)	生花苗Ⅱ面					mT7				晩成Ⅱ面				- 古赤色土	
		(MIS 10)	高位3面(th3)		幕別面	幕別扇状地面	大豊面		fT10	T1	幕別扇状地面	幕別扇状地面		幕別面				
		(MIS 11)	高位2面(th2) (海成段丘面)	生花苗Ⅰ面									晩成Ⅰ面				- 白粘土	
		(MIS 12)	高位1面(th1)		光地園面	光地園面		光地園面	fT12			光地園面		光地園面				
								苫別面 豊似面				豊頃面						

4.　地質資源

本地域内には，金属鉱床として銅，ニッケル，マンガン，砂金，非金属鉱床として石墨，かんらん岩，石灰石が存在する．北海道金属非金属鉱床総覧（地質調査所，1967）などに基づき，稼行鉱山及び休廃止鉱山に鉱種を付して示す．

日高変成帯のうちでも,下部層変成岩類分布域には，ほとんど鉱床は認められない．しかし，その外側の斑れい岩類（Gb, Go），白雲母黒雲母斜長石石英グラノフェルス（Gf）の分布する範囲には，点々と含ニッケル磁硫鉄鉱床（Ni）及び含銅磁硫鉄鉱床（Cu）が小規模ながら認められる．広尾町音調津周辺のかんらん石斑れい岩や斜方輝石斑れい岩には含ニッケル磁硫鉄鉱床や石墨鉱床（gr）が伴われる（Hashimoto, 1950；Bamba, 1981）．広尾町の音調津鉱山では，含ニッケル磁硫鉄鉱，石墨鉱床が稼行されていた．この鉱山は石墨鉱床として明治末期に探鉱されていたが，ニッケル鉱床としては昭和初年開坑された．その後，昭和33年に閉鉱して現在に至っている．猿留鉱山（現在，鉱体は猿留川河床の砂礫の下に埋まっている）では含銅磁硫鉄鉱床，また，幌満鉱山では含銅あるいは含ニッケル磁硫鉄鉱床，様似町新富の東様似鉱山ではマンガン鉱床（Mn）が採掘されていたが，いずれも廃鉱となっている．

かんらん岩（pd）は様似町幌満川の下流で大規模に採掘されており，その場で粉砕，篩分して鉄鋼や肥料などの工業資材として利用されている．

石灰石（ls）については幌別川層群中のブロックを対象として，様似町様似川流域で採掘されてきた．現在は廃鉱となっており，石灰岩加工プラントのみが操業している．

豊頃丘陵付近の新第三系では油兆・ガス兆や石炭層の存在が知られており，その南東延長部にあたる大樹町沖合では基礎試錐「十勝沖」の掘削調査や海域物理探査が行われた経緯がある．

砂金は大樹町の歴舟川流域を中心として，近年まで商用採掘が行われてきたが，現在は観光として小規模に行われているに過ぎない．

温泉はすべてボーリングによる汲み上げで，岡（2001）に基づき５か所の源泉位置を示した．これらは非火山性の30℃以下の低温泉であり，加熱して浴用に供している．泉源の掘削深度は，700～1,700 mで地下深部の割れ目を通路とするいわゆる“亀裂型”の深層熱水である．泉質は，塩分濃度が高い化石海水起源のNa–Cl型と，pHが9.3でNa–HCO$_3$型のアルカリ単純泉，及びこれらの混合型である．

土木建築用資材としての砂利採取は，十勝側の札内川，歴舟川，豊似川，楽古川で大規模に行われており，現在も多くの場所で稼働している．主に離水した河成段丘堆積物や海成段丘堆積物を操業対象としている．また，広尾町に砕石場が２か所稼働しているので垣原（2010）に基づきその位置を示す．

忠類村のナウマン象化石は1969年に晩成の農道工事現場で偶然に発見された．現在では，市街に忠類ナウマン象記念館が建てられ，その発見から発掘までの経緯を映像や復元模型等で紹介している．

様似町のアポイ岳ジオパークは，貴重で豊かな自然環境及び由緒ある歴史文化を丸ごと学び楽しむための「大地の公園」として，2008年には「日本ジオパーク」に，2015年には「ユネスコ世界ジオパーク」に認定されている．

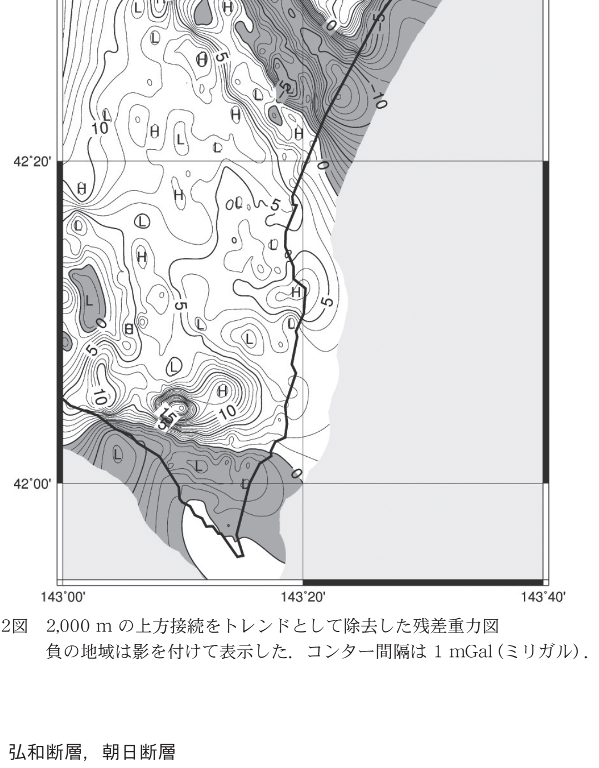
（中川　充）

5.　重力異常

本図幅地域においては，20万分の1重力図「帯広地域重力図」（広島ほか，1999）が出版されている．今回の重力図の編集にあたり，帯広地域重力図の出版時に用いたデータの再編集を行うとともに，データが少ない地域において，新規に150点の重力測定を実施した．すべての重力データについて，ブーゲー異常値を再計算した．重力データの処理はSPECG1988（地質調査所重力探査グループ，1989）に準じて行い，地形の起伏の影響を取り除く地形補正については，村田ほか（2018）と同様に行った．ここで地形補正とブーゲー補正に用いた仮定密度は2.67 g/cm^{3}とした．ABIC最小化法（Murata, 1993）を用いて求められる図幅地域全体の平均地殻表層密度は2.44 g/cm^{3}となるが，地形の特徴から範囲を限定した解析を行うと地殻表層密度は日高山脈では2.6～3.2 g/cm^{3}の高密度となり，平野部では2.0 g/cm^{3}前後の低密度となった．これらの解析結果を受けて，重力図の作成には地形効果が大きくなる山間部の補正を優先して，ブーゲー異常を求めるための仮定密度は2.67 g/cm^{3}を採用した．また，重力異常と地表の地質との対応を見るため，上方接続をトレンドとして除去した残差重力図を第２図に示す．

日高山脈で観測される高重力異常は，東北日本弧と千島弧が衝突し，地殻下部の高密度の日高深成岩・変成岩が上昇していることに起因する．残差重力図をみると北緯42度05分，東経143度05分あたりに，数mGal程度の比較的穏やかな高重力域が見られるが，これは幌満かんらん岩体（P）に対応している．その東隣に10 mGalを超える顕著な高重力異常が見られ，これはニカンベツ川流域に分布するかんらん岩の小規模な岩体（P）に対応する．同じ種類の岩体で重力異常が有意に違うのは周囲の地質ユニットとの密度差がニカンベツ川の岩体の方が大きいことを示唆する．新第三系中新統が分布する豊頃丘陵は，全体が高重力異常域であり，そのピークは後期白亜紀の豊頃層（To）が露出する地域にある．高重力異常域は，南北に長い構造を呈し，豊頃丘陵のドーム構造の存在と調和的である．高重力域の縁辺部，すなわち丘陵の縁辺部における重力異常の傾斜は急で，特に西側の境界における重力異常の傾斜は大きく，弘和断層，朝日断層などの断層による基盤層の落差を示唆している．日高山脈の高重力異常と豊頃丘陵の高重力異常に挟まれるように，紋別川河口付近から北北西方向へ延びる谷状の低重力異常帯が見られる．この低重力異常帯は，十勝沖まで連続している（上嶋・駒澤，2014）．残差重力図では，この低重力異常帯の南西側斜面では重力異常急変帯が並ぶ階段状の構造が見え，最も日高山脈寄りの重力異常急変帯は，光地園断層の位置と良く一致する．更南断層では，図幅で示される断層の位置をさらに，南北に延長する重力異常急変帯として観測され，南側の光地園断層に対応する重力異常急変帯まで連続するように見える．

（村田泰章）



第2図　2,000 m の上方接続をトレンドとして除去した残差重力図
負の地域は影を付けて表示した．コンター間隔は 1 mGal（ミリガル）．

6.　地震及び活断層

千島海溝と日本海溝には，東南東方向から太平洋プレートが約8 cm/年の速度で沈み込んでおり，これによってプレート間地震が発生し，太平洋に面した地域では周期的に巨大地震や津波が発生して被災してきた歴史がある．これまでに発生した大地震としては，1843年釧路沖地震（M7.5），1856年青森県東方沖地震（M7.5），1894年の根室沖の地震（M7.9）などがある．その後，1952年の十勝沖地震（M8.2），青森県東方沖で発生した1968年十勝沖地震（M7.9），1973年根室半島沖地震（M7.4），2003年十勝沖地震（M8.0）などが発生した．

最近の津波堆積物研究によって，12世紀や17世紀に千島海溝沿岸が広域に巨大津波に襲われたことが明らかになっている．この津波は海岸線から1～4 km程度の広範な陸域まで遡上し（七山ほか，2002），津波の遡上高は10～15 m程度であったと推測されており（平川ほか，2000；七山ほか，2003），その波源は千島海溝において500年間隔で発生したプレート間連動地震と考えられている．

千島海溝では，太平洋プレートが北西方向に沈み込んでいるため，陸側の地殻が西の方向に引きずられ，日高山脈南部で千島前弧の地殻と東北日本弧が衝突していると考えられている（木村，1981）．

十勝平野南部には，逆断層のセンスを示す十勝平野断層帯主部（豊頃丘陵西縁）と光地園断層（日高山脈東縁）がほぼ南北に雁行状に分布する．

本地域内には，上更別断層，弘和断層，朝日断層，更南断層，光地園断層，オキシマップ山断層，追分峠断層が分布する．

これらのうち，弘和断層と朝日断層は豊頃丘陵の隆起に関係した活断層として，十勝平野断層帯主部（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2005）に含まれている．平均変位速度は0.3 m/ka以下であり，活動度はそれほど高くない．光地園断層は中の川層群と豊似川層の地質境界に発生した広尾断層と分布がほぼ重なっているが，地質構造から推定される広尾断層が西側隆起の正断層の動きを示すのに対し，活断層として認定される光地園断層は東側隆起の逆断層の動きを示すことから，この地域におけるテクトニクスが変化したと考えられている（池田ほか，2002）．この断層について，トレンチ調査の結果から，最新活動時期は約31,000年前以後，約12,200年前以前の間とされ，活動間隔が非常に長く活動度が低いと評価されている（産業技術総合研究所，2013）．そのほか，襟裳岬付近の日高変成岩類と“歌別層”の地質境界をなす幌泉剪断帯付近には，推定活断層であるオキシマップ山断層と追分峠断層が存在することが知られている（活断層研究会編，1991）．

6.1　上更別断層

上更別断層は本図幅の中央北部に位置し，長さが8 kmで，南北走向の活断層である（活断層研究会編，1991；池田ほか，2002；北海道，2005）．活断層研究会編（1991）は，この活断層の平均変位速度を0.05～0.2 m/kaと推定している．また，越後ほか（2000）は地下構造の情報に基づき，この活断層の平均変位速度を0.03～0.13 m/kaとしている．

6.2　弘和断層，朝日断層

弘和断層及び朝日断層は，上更別断層の南側に位置する北北東－南南西走向の活断層である．活断層研究会編（1980，1991）はそれぞれが別の活断層としているが，地震調査研究推進本部地震調査委員会（2005）は両断層をつなげた長さ約8 kmの活断層線を示している．活断層研究会編（1991）は，弘和断層の平均変位速度を0.2～0.3 m/ka，朝日断層の平均変位速度を0.1 m/kaと推定している．

6.3　更南断層

更南断層は，弘和断層及び朝日断層の西方に位置する長さが4 km，南北走向の活断層である．活断層研究会編（1991）は，この活断層の平均変位速度を0.05 m/kaと推定している．

6.4　光地園断層

光地園断層は，大樹町光地園付近から広尾町広尾付近にかけて分布する北北西－南南東走向の活断層であり，その南延長はさらに海域へと続くと考えられている．陸上で確認されている活断層の長さは約26 kmで，この区間において断層線は直線的かつ東側隆起のセンスを示す．この活断層は，中の川層群と豊似川層との地質境界をなす広尾断層とほぼ一致している．光地園断層の平均変位速度は，0.05～0.2 m/ka程度と算出されている（東郷，1982；北海道，2003, 2004；地震調査研究推進本部地震調査委員会，2005）．過去の活動時期については約21,000年前以降に2回以上（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2005）という報告と約31,000～12,200年前及び54,000年前以前（産業技術総合研究所，2013）という報告がある．

6.5　オキシマップ山断層

オキシマップ山断層は，えりも町北東のオキシマップ山（標高895 m）の南麓に位置しており，長さが5 kmで東北東－西南西走向の活断層である（活断層研究会編，1991）．活断層研究会編（1991）は，オキシマップ山断層が豊似面に約20 mの北側隆起の変位を与えているとしている．本図幅では，オキシマップ山断層によって変位を受けている地形面を高位1面とした．

6.6　追分峠断層

追分峠断層は，えりも町市街地の北部に位置すると推定されており，長さが9 kmで西北西－東南東走向の推定活断層である（活断層研究会編，1991）．この推定活断層の位置は，幌泉剪断帯とほぼ一致する．活断層研究会編（1991）は，追分峠断層が豊似面に約50 mの北側隆起の変位を与えているとした．本図幅では，追分峠断層によって変位を受けている地形面を高位3面とした．なお，松澤・小坂（1987）は追分峠断層が後期更新世に形成された小越面（中位1面相当）に約10 mの北側隆起の変位を与えていると報告しているが，猪木・秦（1957）及び小池・町田編（2001）には襟裳岬の東岸に分布する段丘面に断層変位は示されていないため，本図幅においても中位1面は断層変位を受けていないと判断した．

（吾妻　崇・高橋　浩）