

GSJ 地質ニュース

GSJ CHISHITSU NEWS

～地球をよく知り、地球と共生する～

2012

12

Vol. 1 No.12

特集：釧路の地質を巡る



この写真は GSJ 地質ニュースへの掲載に限って使用許諾を受けており、CC-BY の対象外です。© 2012 Asako Saito

口絵

特集：釧路の地質を巡る	中嶋 健・小笠原正継・佐脇貴幸・鈴木祐一郎 棚橋 学・金子光好・門澤伸昭・中西 敏	353 ~ 356
-------------	--	-----------

特集：釧路の地質を巡る

浜中湾 - 霧多布海岸の白亜系～古第三系根室層群	棚橋 学・中嶋 健・小笠原正継・佐脇貴幸 鈴木祐一郎・金子光好・門澤伸昭・中西 敏	357 ~ 362
釧路海岸の浦幌層群	佐脇貴幸・中嶋 健・小笠原正継・鈴木祐一郎 棚橋 学・金子光好・門澤伸昭・中西 敏	363 ~ 368
白糠丘陵東部を訪ねて	中嶋 健・小笠原正継・佐脇貴幸・鈴木祐一郎 棚橋 学・金子光好・門澤伸昭・中西 敏	369 ~ 375

誕生石の鉱物科学 — 12月 トルコ石 —	奥山康子	376 ~ 377
-----------------------	------	-----------

連載企画

露頭の風景 写真家の視点／地質屋の視点	斉藤麻子／及川輝樹	378
---------------------	-----------	-----

ニュースレター

児童が作成した地図をもとに完成した「釧路石炭マップ」のご紹介	七山 太	379 ~ 380
--------------------------------	------	-----------

地質標本館における「中学生職場体験学習」実施報告

宮内 渉・利光誠一・下川浩一・及川輝樹・芝原暁彦 青木正博・酒井 彰・須藤 茂・中島 隆	381
---	-----

野付半島を描く NHK BS プレミアム

「新日本風土記 共生の海～道東・野付～」取材対応報告	七山 太・吉川秀樹	382
----------------------------	-----------	-----

地質標本館夏休み体験学習「石をみがいてみよう!!」

大和田 朗・佐藤卓見・平林恵理・青木正博 関口 晃・吉田清香・朝川暢子・利光誠一	382 ~ 383
---	-----------

2012年度日本地質学会論文賞, 研究奨励賞を受賞	地質情報研究部門	384
---------------------------	----------	-----

スケジュール / 編集後記

表紙説明

吹浦海岸, 十六羅漢岩の露頭 (斉藤麻子氏撮影):

写真の露頭は, 山形県飽海郡遊佐町吹浦の吹浦海岸に位置する烏海火山の吹浦溶岩. (詳しくは 378 ページへ)

Cover Page

Exposure in "Jyuroku Rakan (the sixteen arhats)" in Fukura beach at Yusa Town, Yamagata Prefecture, Japan (Photo by Asako Saito)

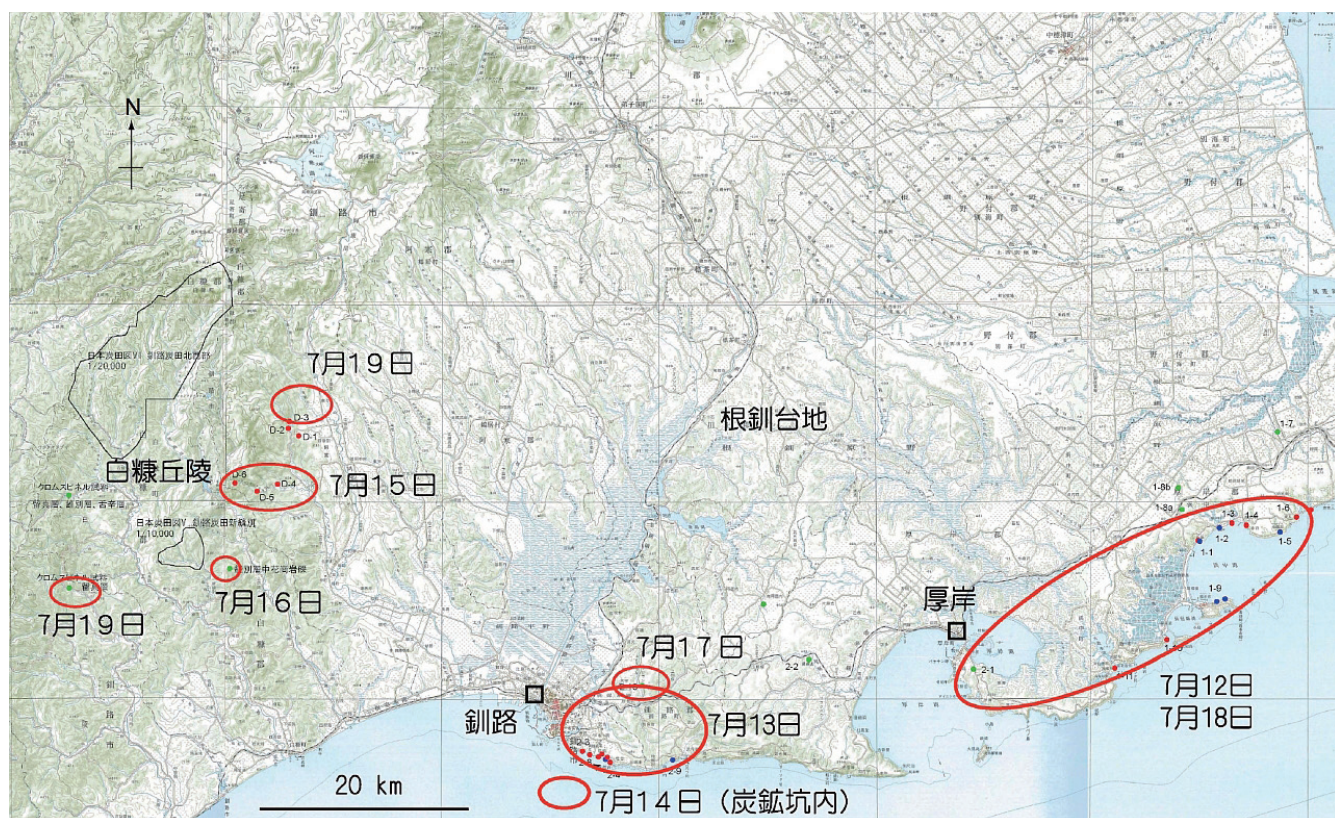
本誌の PDF 版は次のホームページでオールカラーで公開しています. <http://www.gsj.jp/publications/gcn/index.html>

特集：釧路の地質を巡る

<中嶋 健¹⁾・小笠原正継²⁾・佐脇貴幸¹⁾・鈴木祐一郎¹⁾・棚橋 学¹⁾・金子光好³⁾・門澤伸昭³⁾・中西 敏³⁾>

北海道東部釧路地方は、1960年代頃までは釧路炭田を中心に石炭の生産が盛んで、探鉱のために数多くの詳細な地質調査が行われた地域である。その成果は多くの地質図幅や炭田図・石炭関係の報告書類としてまとめられ、日本で最も詳細な地質調査記録が残された地域の一つでもある。その後、釧路炭田の炭鉱は次々と閉山し、現在坑内掘りで稼行している炭鉱は全国でも唯一釧路コールマイン炭鉱だけになっている。しかし、東日本大震災と原発事故後、日本のエネルギー政策も転換を迫られつつあり、石炭資源が豊富に眠る釧路地方に再び脚光が当たる日も近いかもしれない。

本特集では、第1図に示す、2010年7月に浜中湾～霧多布海岸、釧路海岸、釧路コールマイン坑内および白糠丘陵周辺で行われた地質巡検に基づいて、釧路地域の白亜系から新第三系の地質の概略について最新の知見を含めてまとめ、釧路地方の地質を理解するのに好適な地質露頭と釧路コールマイン炭鉱について紹介する。2010年7月の地質巡検は産業技術総合研究所地質調査総合センターとJX日鉱日石開発(株)との共同研究の一環として行われた。本特集が、釧路地方での地質巡検を行いたい方々や、地質の概略を知りたい読者の一助となれば幸いである。



第1図 本特集で紹介する釧路地方の巡検ルート。
赤丸は2010年に地質巡検を行った地域と日程。観察したポイントをカラーポイントで示す。
詳細は本特集の各記事を参照のこと。国土地理院発行20万分の1地形図「帯広」、「釧路」、「根室」、「北見」、「斜里」、「標津」を使用。

1) 産総研 地圏資源環境研究部門
2) 産総研 地質情報研究部門
3) JX日鉱日石開発(株)

NAKAJIMA Takeshi, OGASAWARA Masatsugu, SAWAKI Takayuki, SUZUKI Yuichiro, TANAHASHI Manabu, KANEKO Mitsuyoshi, MONZAWA Nobuaki and NAKANISHI Satoshi (2012) Special issue: a geological field excursion in the Kushiro district, east Hokkaido.



第2図 浜中町後静の根室層群厚岸層の泥勝ち砂岩泥岩互層。海底斜面の海底谷側方にできた自然堤防の堆積物と考えられる。棚橋ほか（本号 p. 357-362）の地点1.



第3図 釧路海岸の根室層群と浦幌層群別保層との不整合境界(赤線)。下位の層理のある泥岩が根室層群で、それを削りこんで別保層の礫岩が不整合で覆う。佐脇ほか（本号 p. 363-368）の地点③.



第4図 釧路町別保の採石場の別保層中の花崗岩質岩，ホルンフェルス等の礫の産状。佐脇ほか（本号 p. 363-368）の地点①.



第6図 釧路海岸の雄別層中に貫入した巨大砂岩脈「春採太郎」（釧路市文化財）。幅4.4 mあり，地震活動によって雄別層内に亀裂ができ，そこに上位の砂質堆積物が吸い込まれて形成されたと考えられている。佐脇ほか（本号 p. 363-368）の地点⑥.



第5図 釧路海岸の春採層の石炭層（中央の暗色層）。佐脇ほか（本号 p. 363-368）の地点⑤。釧路海岸沖の海底に広がる春採層の石炭層を，釧路コールマインが現在でも採掘している。



第7図 釧路市興津の釧路コールマイン構内。
石炭を積み出すベルトコンベヤーが坑口から続く。



第8図 釧路コールマイン海底炭鉱坑口前にて。
ものものしい出で立ちで地底探検にいざ行かん。



第9図 釧路市春採の釧路コールマインの選炭工場。



第10図 選炭工場内の選炭過程。
ここで大きさのそろった均質な石炭を選り分ける。



第11図 釧路港の石炭積み出し埠頭。
釧路コールマインで採掘・選炭された石炭はここで主に火力発電用として船積みされる。



第12図 釧路港の石炭積み込み機。



第 13 図 上空から見た白糠丘陵.



第 14 図 白糠丘陵東部シュンクシタカラ川沿いの根室層群と浦幌層群別保層との間の不整合境界.
中嶋ほか (本号 p. 369-375) の地点②.



第 15 図 白糠丘陵東部シュンクシタカラ川沿いの雄別断層破碎帯に沿った断層の一つ (泥岩・砂岩境界).
中嶋ほか (本号 p. 369-375) の地点④.



第 16 図 白糠丘陵東部シュンクシタカラ川沿いの舌辛層.
下部は舌辛層錦沢砂岩部層で, 化石カキ床が砂岩層中に挟まれる. 上部はユケピラ砂質シルト岩部層. 中嶋ほか (本号 p. 369-375) の地点⑤.



第 17 図 白糠丘陵東部シュンクシタカラ川沿いの採石場.
厚内層群中に貫入した安山岩岩脈中の柱状節理が見事. 中嶋ほか (本号 p. 369-375) の地点⑧.



第 18 図 白糠丘陵東部シュンクシタカラ川の厚内層群知茶布層の凝灰岩泥岩互層の大露頭. 中嶋ほか (本号 p. 369-375) の地点⑨.

浜中湾 – 霧多布海岸の白亜系～古第三系根室層群

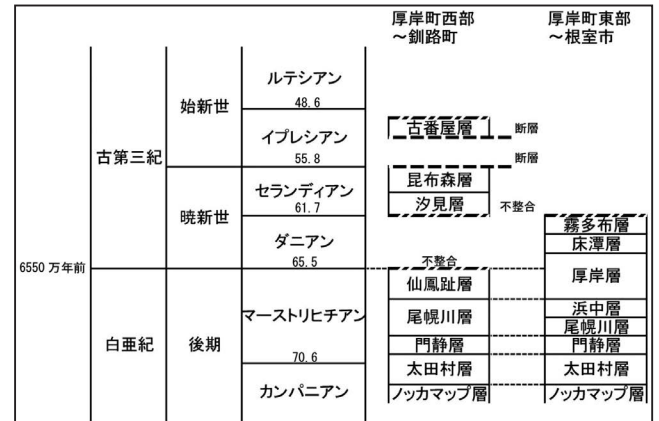
棚橋 学¹⁾・中嶋 健¹⁾・小笠原正継²⁾・佐脇貴幸¹⁾
 鈴木祐一郎¹⁾・金子光好³⁾・門澤伸昭³⁾・中西 敏³⁾

1. はじめに

北海道の道東地域根釧平野の主体である古第三系～第四系が堆積した根釧堆積盆の基盤を構成していると考えられる白亜系～古第三系の根室層群は、堆積盆の南東縁にあたる釧路～根室～歯舞・色丹諸島にわたって基盤の高まりを反映していると考えられる高重力異常などで示される釧路-根室隆起帯を作っている。2010年7月に、釧路-根室海岸にそって発達している根室層群の露頭を、道東の自然史研究会（編）「道東の自然を歩く―地質案内」中の君波（1999）の「浜中海岸」および成瀬（2008）の「堆積学スクール2008巡検案内」という本地域の根室層群に関する優れた2つの地質見学案内書、そして長尾ほか（1966）の5万分の1地質図幅「霧多布」を参照しつつ浜中湾から霧多布地域において見学したので紹介する。

2. 地質概説

根室層群は、上部白亜系～古第三系の海成層で北海道南東部太平洋岸の釧路から根室半島にかけた釧路-厚岸地域の海岸に沿って分布している。根室層群は釧路平野西方の白糠丘陵地域にも分布するが、白糠丘陵では構造運動を受けてNNE方向の大規模な褶曲・断層が発達しているのに対して、本地域ではNW-SEからE-W方向の走向を示し、ゆるく単調に南へ傾斜しているのが特徴である。釧路炭田の稼行対象層である古第三系陸成層の基盤となっている。根室層群は半遠洋性泥岩を主体としており、タービダイト等堆積物重力流を起源とする砂岩・礫岩が挟在する海成層である。いくつかの層準において安山岩質・玄武岩質の岩床が貫入している。本地域での根室層群は3000m以上の層厚を持つと考えられている。根室層群は白亜紀末から古第三紀にかけた地層であり約6500万年前の白亜紀／古第三紀（K/Pg）境界が存在している（第1図）。かつては霧多布層までが白亜系と考えられていた（長尾ほか、1966）が、現在では厚岸層中にK/Pg境界が存在すると考えられ



第1図 釧路-根室地域の根室層群の層序と対比（君波（2010）に基づく）。
 図中の数字はアメリカ地質学会（2009）による地質年代（単位：百万年）。

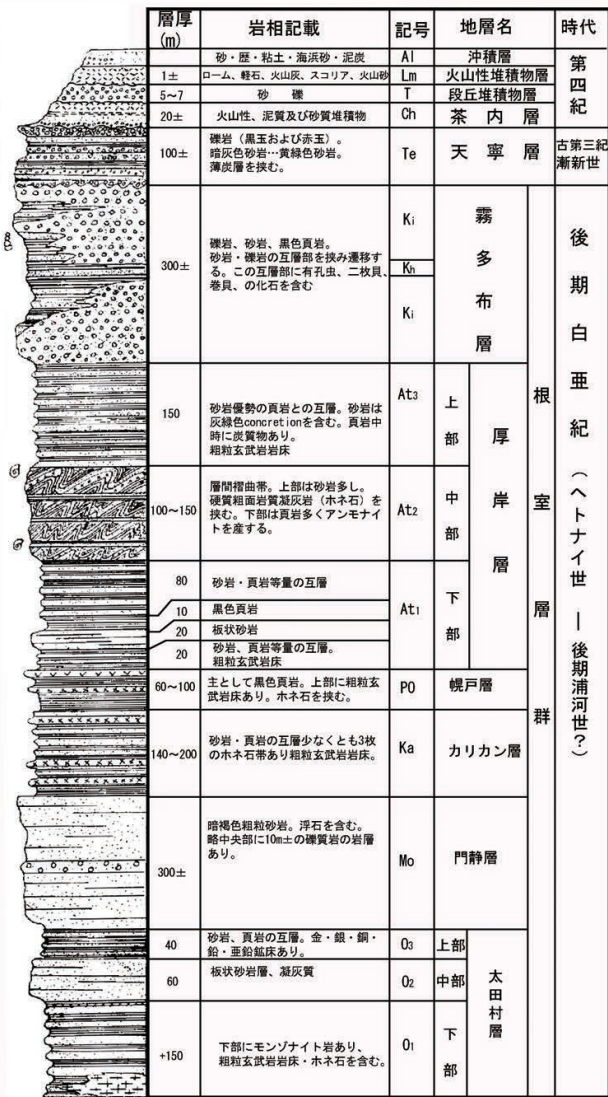
ている。なお、根室層群中のK/Pg境界は、白糠丘陵における根室層群川流布累層中で確認されているが（Kaiho and Saito, 1986）、海岸域の仙鳳趾層および厚岸層では未確認である。

本地域の根室層群は、長尾ほか（1966）の5万分の1地質図幅「霧多布」によると、下位から太田村層（砂岩泥岩互層、砂岩、凝灰質砂岩、モンゾニ岩、粗粒玄武岩）250m以上、門静層（粗粒砂岩）300m、尾幌川層（カリカン層ともいう；砂岩泥岩互層、粗粒玄武岩）140～200m、浜中層（幌戸層ともいう；黒色頁岩、粗粒玄武岩）60～100m、厚岸層（上部：砂岩優勢砂岩泥岩互層；中部および下部：砂岩、砂岩泥岩互層、黒色頁岩、硬質砂岩、砂岩、砂岩泥岩互層、粗粒玄武岩）400m以上、霧多布層（巨礫を含む礫岩、砂岩、黒色頁岩、砂岩礫岩互層）300m以上、からなる（第2図）。なお、長尾ほか（1966）は幌戸層、カリカン層という名称を用いているが、最近では浜中層、尾幌川層という呼称が一般的である（第1図）。

岡崎（1966）によると、オソツナイ採石場に見られる根室層群上部汐見層は、仙鳳趾半島の汐見を模式地としているが、高山地区の天寧層分布域における温泉掘削によ

1) 産総研 地圏資源環境研究部門
 2) 産総研 地質情報研究部門
 3) JX 日鉱日石開発（株）

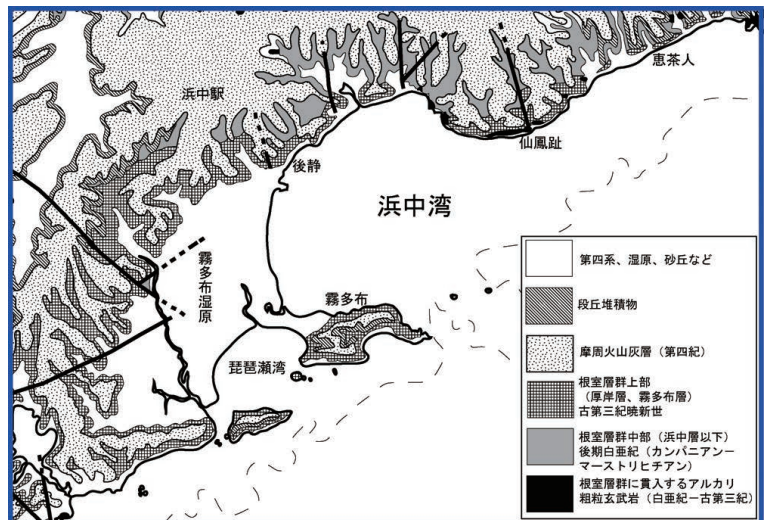
キーワード：古第三紀、白亜紀、根室層群、厚岸層、浜中層、霧多布層、巡検案内



第2図 根室層群層序表（長尾ほか(1966) 5万分の1地質図幅「霧多布」説明書 p.5 の図を一部修正）。
現在では厚岸層上部と霧多布層の年代は晩新世と考えられている。図中の「ホネ石」は「硬質粗面岩質凝灰岩層」のこと。



第3図 見学地点位置図。
見学地点を電子国土 (<http://portal.cyberjapan.jp/site/mapuse/index.html>) により、2012年8月13日作図した地形図に表示。1後静（厚岸層）、2幌戸（厚岸層）、3奔幌戸（門静層）、4仙鳳趾（浜中層）、5貫人（浜中層）、6恵茶人沼東方（厚岸層）、7浜中駅付近採石場（太田村層に貫入した粗粒玄武岩）、8霧多布（霧多布層）、9琵琶瀬湿原展望台。



第4図 20万分の1シームレス地質図（GeoMapDB <http://iggis1.muse.aist.go.jp/en/top.htm> により 2012年8月13日作図し簡略化）。
根室層群は、台地では第四紀の摩周火山灰層に覆われており、主に海岸沿いや谷筋で露出している。根室層群は東北東-西南西の一般走向を示し、南方へ傾斜しており北方から南方へ向かい、下部の白亜系から上部の古第三系までの地層が順に分布する。

ると、断層を挟んで夾炭層の春採層、別保層を欠き深度110mで白亜紀層に入って砂岩泥岩互層である汐見層が155mまで続き、次いで黒く厚い泥岩層である仙鳳趾層に入り804mまで変わらず続いた。また、石油資源開発（株）により、1963年には浜中湾北方の別海町東矢白別（西別SK-1）と釧路市北東方の標茶町東阿歴内（標茶SK-1）で掘削深度2049.1mおよび1668mという2つの掘削が行われたが、白亜紀層最下部のノッカマップ層相当の厚い凝

灰角礫岩や安山岩が続いていたとのことである。

仙鳳趾層は、厚岸湾西岸の釧路町仙鳳趾海岸に連続して露出している白亜紀末期の1200m以上の厚い半遠洋性泥岩層で時折薄い砂岩層を挟んでいる。一方、同時期の厚岸湾東岸から浜中湾地域の地層は、より砂岩が発達したタービダイトを主体とした厚岸層となっている。

本地域の根室層群の堆積システムは、現在の釧路海底谷とその周辺の海底斜面の特徴と良く似ており、チャンネルを



第5図 後静海岸の厚岸層（第3図の地点1）.
薄い砂層を挟む泥勝ち砂岩泥岩互層.



第6図 後静海岸の厚岸層（第3図の地点1）.
大規模な斜交層理とスランプが見られる.



第7図 幌戸海岸の上部厚岸層（第3図の地点2）.
1m以上の厚い砂岩と数cmの薄い泥岩の挟みからなるタービダイト.



第8図 奔幌戸海岸に見られる根室層群門静層.
厚い層は白色凝灰岩層（第3図の地点3）.

中心とした上部斜面（霧多布層）、チャンネル-自然堤防複合体からなる下部斜面（厚岸層）、海底扇状地からなるプロキシマル海盆地（浜中層）、およびディスタル海盆地（尾幌川層）からなり、下部から上部に向けて浅海化している（Naruse, 2003）.

3. 見学コース

見学地点の番号は、第3図を参照。同じ範囲の地質を20万分の1シームレス地質図を用いて第4図で示した。

地点1. ^{しりしず}後静 根室層群中部厚岸層

堆積学スクール2008巡検案内（成瀬，2008；以下同じ）のStop1、「道東の自然を歩く」「浜中海岸」（君波，1999；以下同じ）③。

後静の海岸で、根室層群の中部厚岸層が観察できる（第5, 6図）。薄い砂岩層を挟む泥勝ち砂岩泥岩互層が厚く堆積した露頭で、下部大陸斜面を流れ下る海底谷の側方に発

達した自然堤防堆積物と考えられている。平行葉理、カレントリップル斜交葉理、コンボルート葉理などの堆積構造、大規模なチャンネル構造が観察される。また、一部に細礫を含む含礫泥岩層が見られた。この露頭では、大規模な斜交層理やスランプが見られ、自然堤防堆積物が崩壊してできたと考えられる。

地点2. ^{幌戸}幌戸 根室層群厚岸層

堆積学スクール2008巡検案内Stop2。

幌戸の海岸における根室層群の上部厚岸層の露頭（第7図）。1m程度以上の厚い砂岩と数cmの薄い泥岩の挟みからなるタービダイトで、下部大陸斜面の海底チャンネル内部を埋積した堆積物と考えられる。厚い塊状砂岩には層理に直交する割れ目が多く発達しており、割れ目の周囲は茶色く変色しているが炭酸塩岩脈などは見られない。

地点3. ^{ばんぼろと}奔幌戸 ^{もんしず}根室層群門静層

「道東の自然を歩く」「浜中海岸」⑤



第9図 仙鳳趾における浜中層（第3図の地点4）.



第10図 貫人の浜中層の露頭（第3図の地点5）.
泥勝ち砂岩泥岩互層の間に厚い砂岩層が挟まっている.



第11図 貫人から仙鳳趾の岬を望む（第3図の地点5）.
浜中層の泥勝ち砂岩泥岩互層の上に厚い粗粒玄武岩のシルが見られる.



第12図 恵茶人沼東方海岸沿い露頭の厚岸層のスランプ（第3図の地点6）.

奔幌戸海岸に見られる根室層群門静層の砂岩（第8図）. 石英が少なく輝石や角閃石が多く黒っぽい. 厚さ2~3m程度の白色凝灰岩層が砂岩泥岩互層中に挟まっている. 門静層は砂勝ち砂岩泥岩互層および粗粒砂岩からなる.

地点4. 仙鳳趾 根室層群浜中層

堆積学スクール2008巡検案内Stop3の仙鳳趾海岸における浜中層（長尾ほか, 1966の幌戸層）の露頭である（第9図）. 浜中層は主に黒色頁岩, 泥勝ち砂岩泥岩互層であると言われるが, この露頭ではかなり砂岩層も発達している, 非常に連続性が良い典型的なタービダイト砂勝ち砂岩泥岩互層である. なお, 仙鳳趾という地名は, 厚岸層に対比される仙鳳趾層が発達している厚岸湾西岸の仙鳳趾と同名であるので注意が必要である.

成瀬（2008）によると, 砂岩層は級化し平行葉理を示

すものと, 塊状で大型のマッドクラストを含むものが見られ, 級化する砂岩層はローブ状タービダイトと解釈され, 塊状砂岩層は砂質土石流堆積物である可能性があり, 両者が前縁スプレイ堆積相を構成していると考えられる. 本露頭の砂岩層はプロキシマル堆積盆底の海底扇状地ローブ状タービダイトであると考えられる.

地点5. 貫人 根室層群浜中層

「道東の自然を歩く」「浜中海岸」⑥

恵茶人沼西方の貫人の浜中層（長尾ほか, 1966の幌戸層）の露頭（第10, 11図）. 泥勝ち砂岩泥岩互層に時々厚い砂岩が挟まる. 仙鳳趾の岬の先端部には海側（南）に傾斜する泥勝ち砂岩泥岩互層の上に, 5m程度の厚さの粗粒玄武岩のシルが載っているのが見られる.



第 13 図 浜中駅北東方の採石場（第 3 図の地点 7）.
泥岩主体の太田村層下部層に貫入している石英モンゾ
ニ岩を採取している。矢印は粗粒玄武岩の露頭。



第 14 図 霧多布層の砂岩泥岩互層部の下位の厚い礫岩層（第 3 図の
地点 8）。基質支持の礫岩層で多数の巨礫を含んでいる。



第 15 図 琵琶瀬展望台から霧多布湿原を望む（第 3 図の地点 9）。

地点 6. 恵茶人沼東方 根室層群厚岸層

「道東の自然を歩く」「浜中海岸」⑦

恵茶人沼の東方海岸沿い露頭の厚岸層のスランプ（第 12 図）。スランプ褶曲の軸の方向は斜面の走向（東北東-西南西）とほぼ平行で、北側から南側に傾斜した大陸斜面で形成されたと考えられる。上位には南側に傾斜した整然とした黒っぽい泥勝ち砂岩泥岩互層が載っている。

地点 7. 浜中駅近くの採石場

浜中駅の北東側の採石場で根室層群太田村層下部層に貫入している粗粒玄武岩を見学した（第 13 図）。碎石の対象は粗粒玄武岩を作ったマグマから分化したと考えられている石英モンゾニ岩である。粗粒玄武岩は厚岸層、浜中層（幌戸層）、尾幌川層（カリカン層）、太田村層に貫入しているとされている。この採石場は、長尾ほか(1966)の 5 万分の 1 地質図幅「霧多布」によると、泥岩が卓越する太田村層下部層にモンゾニ

岩を伴って粗粒玄武岩が層状に貫入しているところである。

なお、長尾ほか（1966）等によると、この採石場の南方の太田村層上部層中にはモンゾニ岩の貫入に関係して形成された含銅硫化鉄鉱床と考えられる道東唯一の銅鉱山である国光鉱山があるが、日本鉱業により坑道掘削による探鉱が実施されたことがあるものの、稼行に至らず 1945 年に休山となったとのことである。

地点 8. 霧多布 根室層群霧多布層

霧多布の北側の海岸で根室層群の最上位層の霧多布層が見られる。霧多布市街から東に向かうと最初に霧多布層中の砂岩泥岩互層が見られ、さらに東に進むと砂岩泥岩互層の下位の礫岩層になる（第 14 図）。礫岩は細礫から巨礫までの角～亜角礫岩であって基質支持で層理面が判別されないものと、中礫で淘汰の良い亜円礫岩であって礫支持で、砂岩を挟んで層理面が判別できるものがある。この地点で

は薄いタービダイト砂岩を挟む泥勝ち砂岩泥岩互層の下位に巨礫を含む角礫主体の礫岩層が見られるが、円礫の巨礫も含まれている。礫種は、粗粒玄武岩、輝緑岩、安山岩、玄武岩、砂岩、頁岩等である。側方への変化から大陸斜面上部の海底谷を埋積したチャンネル充填堆積物であると考えられる。

地点9. 琵琶瀬湿原展望台

琵琶瀬展望台から北側を眺めると霧多布湿原を流れる一番沢川の蛇行の様子が美しい(第15図)。霧多布湿原は釧路湿原などと共に湿地の保全のためのラムサール条約の登録湿地である。現在も泥炭の堆積が続いており、釧路炭田の石炭層が堆積した環境もこのような湿原であったと思われる。道東地方の太平洋岸域は、度々十勝沖の大規模な海溝型地震や津波による大きな被害を被ってきたが、湿地の堆積物は過去の津波の記録を留めており、地震-津波防災のための貴重な試料となっている(七山・重野, 1999など)。

文 献

アメリカ地質学会 (2009) 2009 Geologic time scale, <http://www.geosociety.org/science/timescale/times-cl.pdf> (2012/10/11 確認)

Kaiho, K. and Saito, T. (1986) Terminal Cretaceous sedimentary sequence recognized in the Northernmost

Japan based on planktonic foraminiferal evidence. *Proc. Japan Acad., Ser.B*, **62**, 145-148.

君波和雄 (1999) 浜中海岸<古千島海溝に面した陸と海>, 道東の自然史研究会 (編), 道東の自然を歩く-地質案内, 北海道大学図書刊行会, 札幌, 55-65.

君波和雄 (2010) 根室帯の根室層群. 日本地質学会 (編), 日本地方地質誌「北海道地方」, 朝倉書店, 東京, 82-85.

長尾捨一・石山昭三・吉田三郎 (1966) 5万分の1地質図幅「霧多布」および説明書. 北海道開発庁, 38p.

七山 太・重野聖之 (1999) 千島海溝沿岸, 霧多布湿原において確認された先史・歴史津波?堆積物. 地質ニュース, no. 542, 1-4.

Naruse, H. (2003) Cretaceous to Paleocene depositional history of North-Pacific subduction zone: reconstruction from the Nemuro Group, eastern Hokkaido, northern Japan. *Cret. Res.*, **24**, 55-71.

成瀬 元 (2008) 堆積学スクール2008巡検案内書. 日本堆積学会, 20p.

岡崎由夫 (1966) 釧路の地質. 釧路市, 338p.

TANAHASHI Manabu, NAKAJIMA Takeshi, OGA-SAWARA Masatsugu, SAWAKI, Takayuki, SUZUKI Yuichiro, KANEKO Mitsuyoshi, MONZAWA Nobuaki and NAKANISHI Satoshi (2012) Cretaceous to Paleogene Nemuro Group along Hamanaka Bay and the Kiritappu coast, eastern Hokkaido.

(受付: 2012年10月11日)

釧路海岸の浦幌層群

佐脇貴幸¹⁾・中嶋 健¹⁾・小笠原正継²⁾・鈴木祐一郎¹⁾
 棚橋 学¹⁾・金子光好³⁾・門澤伸昭³⁾・中西 敏³⁾

1. はじめに

釧路市東部～釧路郡釧路町の海岸部では、根室層群および浦幌層群の露頭が断続的に観察される。小論では、それらのうち、浦幌層群別保層、春採層、天寧層、雄別層の露頭の地質学的特徴について紹介する。

2. 地質概説

釧路市から根室市にかけての道東海岸地域には、基盤として白亜系～古第三系の根室層群が分布し、一部で、これを不整合に覆って古第三系始新統の浦幌層群が分布する(日本の地質「北海道」編集委員会編, 1990; 日本地質学会編, 2010)。釧路海岸～白糠丘陵東部地域の浦幌層群は、下位から、別保層、春採層、天寧層、雄別層、舌辛層、尺別層からなり、それぞれの間は整合関係である。釧路海岸～白糠丘陵東部地域の浦幌層群の地質学的研究については、釧路炭田の探鉱とその形成・堆積環境の解析に関わり、多数の研究成果がある(例えば、佐々, 1940a, b; 長浜, 1961; 馬淵, 1962; Matsui, 1962; 百石, 1966; 佐藤ほか, 1967; 長沼ほか, 1983; 野畑ほか, 1985; 七山ほか, 1994; 小笠原ほか, 1998)。白糠丘陵東部の地質調査結果(5万分の1地質図幅「雄別」)に基づいて、水野・百石(1960)は釧路炭田地域の層序を総括しているが、第1図に、日本地質学会編(2010)に従った釧路炭田地域の層序の総括を示す。これらの研究成果により、小論で紹介する浦幌層群別保層～雄別層の特徴は以下のようにまとめられる。

別保層は主に礫岩(浦幌層群の基底礫岩)からなり、砂岩・シルト岩を伴う。礫種としては、チャート・黒色頁岩・砂岩・泥岩などの堆積岩類、ホルンフェルス、玄武岩～安山岩類、花崗岩質岩が認められる。礫は亜角礫～垂円礫で、しばしば大礫も見られる(日本の地質「北海道」編集委員会編, 1990; 小笠原ほか, 1998)。また、礫の外観上の色調から「黒玉礫岩」と称される。斜交層理、礫のインプリ

釧路～白糠丘陵東部地域の層序総括

朝倉書店「北海道地方」(2010) 参考:水野・百石(1960)
 波線部は不整合

地質年代	放射年代(Ma)	地層名		地層名	
		(層群)	(層)	(層群)	(層)
第四紀	0.01	湿原堆積物、砂丘堆積物	沖積層		
	1.8	段丘堆積物 扇状地堆積物 阿寒火砕流堆積物 阿寒火砕流堆積層/釧路層群	段丘堆積物、阿寒火山噴出物 釧路層群		
新第三紀		(蘇牛層?/床丹層?)	蘇牛層		
		阿寒層群	阿寒層群	徹別川砂岩シルト岩層	
	5	古潭層	古潭層	ニタベツ砂岩シルト岩層	
				オクヨクナイ砂礫岩層	
	13	知茶布層	知茶布層		
	16	殿末層	厚内層群 殿末層	殿別火砕岩層 積山硬頁岩層	
古第三紀	23	チチャップ川層			
	28	布伏内層	布伏内層		
	33.5	雄別層	雄別層		
		音別層群	音別層群	茶路シルト岩層	
	35.5	茶路層	茶路層	大曲砂岩層	
		大曲砂岩部			
		尺別層	尺別層	最上部含化石部 上部富炭部 中部富炭部 下部富炭部	
		ホン吉辛砂岩部	吉辛層	ホン吉辛砂岩層	
		吉辛層	吉辛層	ユケビラ砂質シルト岩層	
		浦幌層群	浦幌層群	錦沢砂岩層	
白亜紀		浦幌層群	浦幌層群		
		雄別層	雄別層	双葉夾炭層 雄別夾炭層	
		天寧層	天寧層	チロベツ層 雄別夾炭層	
		春採層	春採層	然別夾炭層 ヘルツナイ砂岩層	
		別保層	別保層	上別保層 春採夾炭層 別保礫岩層	
		根室層群	根室層群		

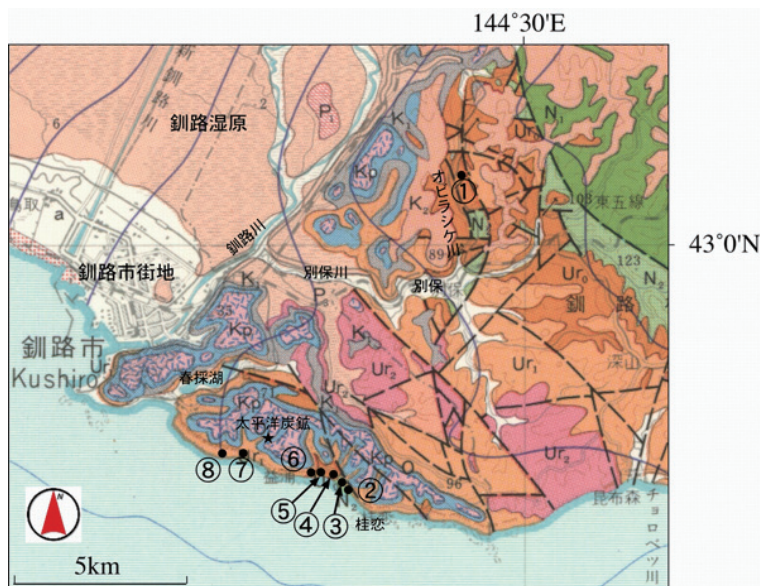
第1図 日本地質学会編(2010)および水野・百石(1960)に基づいた釧路地域の層序総括表。
 放射年代は、各層準の基底面の年代を示す。

ケーション、礫の最大粒径分布等から推定される碎屑物の供給方向は、大局的には白糠丘陵では東→西、釧路市近辺では東北東→西南西である(佐藤ほか, 1967; 長沼ほか, 1983; 七山ほか, 1994)。

春採層は、砂岩・シルト岩・炭質シルト岩からなり、一部に礫岩層が狭在する。かつての釧路春採炭鉱の主要夾炭層である(日本地質学会編, 2010)。春採層の斜交層理から推定される碎屑物の供給方向は別保層と同じで、東→西および東北東→西南西である(佐藤ほか, 1967; 七山ほか, 1994)。

天寧層は、礫岩・含礫砂岩・砂岩などからなり、礫

1) 産総研 地圏資源環境研究部門
 2) 産総研 地質情報研究部門
 3) JX 日鉱日石開発(株)



第2図 20万分の1地質図「釧路」(佐藤ほか, 1975)上にプロットした、露頭の位置図。
①～⑧は本文の番号に一致する。
N1: 根室層群中部, N2: 根室層群上部, Ur0: 別保層および春採層, Ur1: 天寧層および雄別層, Ur2: 舌辛層および尺別層, K1・K2: 釧路層群, Kp: 屈斜路軽石流堆積物, a: 沖積層, P1・P2: 湿原堆積物。

の含有量が上方に向かって減少する(日本地質学会編, 2010)。礫としては赤色チャート, 火山岩起源の緑色岩, 黒色泥岩があり, 極少量の安山岩, 花崗閃緑岩の円礫が伴われる。赤色チャートを含む部分は, その色調から「赤玉礫岩」と呼ばれている(七山ほか, 1994)。碎屑物の供給方向は, 南南西→北北東および西南西→東北東が卓越する(佐藤ほか, 1967; 長沼ほか, 1983; 七山ほか, 1994)。堆積物の特徴から, 以上の3つの地層は, 河川堆積物(扇状地堆積物)であると考えられている(日本地質学会編, 2010)。

雄別層は, 砂岩・炭質シルト岩・石炭層からなり, 大きく陸成層の下部層と汽水成層の上部層とに分けられる(日本地質学会編, 2010)。模式地の雄別地区では雄別夾炭部層と双雲夾炭部層に分けられる。それぞれの堆積相は, 雄別夾炭部層が蛇行河川で堆積したことを, また双雲夾炭部層が潮流の卓越する内湾の潮間帯から潮下帯で堆積したことを示している(日本地質学会編, 2010)。

3. 浦幌層群の露頭

これまでの研究成果を踏まえた上で, 以下には釧路市東部～釧路町で見られる浦幌層群(別保層, 春採層, 天寧層, 雄別層)の露頭について, 下位から上位の層準に向かって紹介する。その各地点の位置を第2図に示すが, 地域

名としては釧路町別保地区および釧路市東部の桂恋から釧路コールマイン(旧太平洋炭砒)近辺にかけての海岸沿い(約5kmのルート)である。なお, 海岸沿いのルート(地点②～⑧)については, 七山ほか(1999), 石川・鮎沢(2012)のルートと重なっているため, 現地を訪れる際には併せて参考にしていきたい。

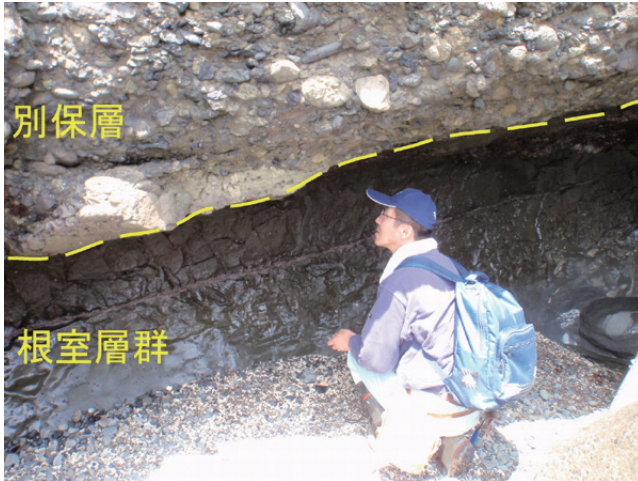
地点① 別保地区オビラシケ川沿いの別保層

釧路町別保地区は別保層の模式地であり, 特にオビラシケ川沿いの道路際の崖で, 断続的に別保層の礫岩が観察できる。また, 川沿いには数カ所の採石場があるが, 第3図に示したのは, オビラシケ川の東の丘陵地にある東工業(株)の採石場で, 採石場全体にわたって別保層の礫岩層が観察できる。第3図には, 高さ10m程度の露頭(ベンチカット)中に見られる礫岩層・砂岩層を示しているが, 礫は円礫～亜円礫で, その大きさは長径50cm程度までのものが認められ, 淘汰は悪い。礫種としては, 花崗岩質岩, ホルンフェルス, 安山岩等の火山岩類などが認められる。礫の淘汰の悪さ, 砂岩層を掘り込んだようなレンズ状の礫岩層等の露頭の特徴は, この地点の別保層が河川(扇状地)堆積物であることを示している。また, 礫のインプリケーションは, 北から南方向(第3図上で右から左方向)の古流向であったことを示している。そのほか, この採石場内では別保層と春採層の境界部や, N4～8°E, 76°東傾斜の正断層も観察される。

なお, 一般的に, 採石場/砕石場はいわば全面露頭であ



第3図 地点① オビラシケ川沿いの採石場(東工業(株))で見られる, 河川(扇状地)堆積物の特徴を持つ別保層の礫岩層。



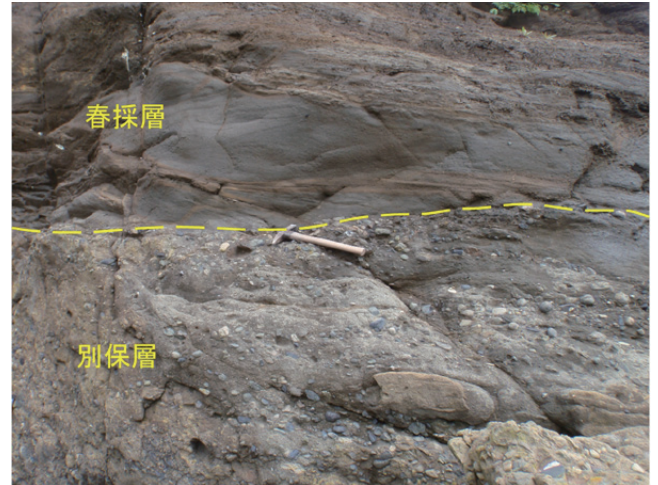
第4図 地点② 桂恋漁港横，根室層群と別保層の境界（不整合面，点線部）．
根室層群の砂岩部が差別浸食を被って，別保層の礫岩部がオーバーハングしている．

るために，地質学的観察を行うのに格好な場所であるが，こういう場所に立ち入る際には必ず管理事務所に許可を得ること，落石・転倒等に備えた装備（ヘルメット等）を用意すること等を徹底されたい．

地点②～③ 根室層群 - 別保層基底礫岩境界部

釧路海岸の桂恋の漁港の西側脇（地点②～③の間）では，根室層群と，これを不整合に覆う別保層の基底礫岩層の境界部が観察される．第4図は地点②で見られる不整合面の露頭であるが，差別浸食によって下位の細粒砂岩層からなる根室層群が海食により浸食され，別保層の基底礫岩層がオーバーハングしている．別保層の基底礫岩層の礫種としては，地点①と同様に，花崗岩質岩，安山岩質岩，ホルンフェルス，チャート等が認められる．礫は亜円礫～円礫で，礫の長径は20 cm大のものが多く認められるが，七山ほか（1999）によれば，1mを超す大礫も認められるとのことである．この露頭でも，礫のインプリケーションから，礫を供給した流向は，北→南（第4図上で右から左方向）であったことが読み取れる．長沼ほか（1983）によれば，この露頭以北では，北から南へ向かって舌状に突き出すような幅の狭い別保層の分布がある．その範囲内では，北から南に向かって礫の粒径が小さくなっていくことが示されており，このことは北から南流する河道を埋積するように礫が堆積したことを示している．

地点①，②の別保層の礫を観察・採取したところ，花崗岩質岩礫には2種類あり，黒雲母花崗岩（花崗閃緑岩）とモンゾニ岩と思われるものがあつた．小笠原ほか（1998）は，これらの花崗岩質岩礫を花崗閃緑岩とモンゾニ岩とに



第5図 地点③ 別保層 - 春採層の岩相境界（整合面，点線部）．

二分し，その岩石学的特徴，化学分析値，K-Ar年代を報告しているが，それによれば花崗閃緑岩はIタイプ・チタン鉄鉱系列のものであり，63 Ma頃の島弧における火成活動によって形成されたものと推定している．また，ホルンフェルスはこの花崗閃緑岩の貫入によって形成されたものと推定している．一方，モンゾニ岩については，根室粗粒玄武岩類（Yagi, 1969）の形成と同一の火成活動によるもの（70 Ma頃）と結論づけているが，現在の岩体の大きさや貫入状況からみて，後背地においても広く接触変成帯を形成しなかったと推定されている．すなわち，ホルンフェルス礫は花崗閃緑岩体の周辺の接触変成帯だけから供給されたことになる．以上のことより，この礫を供給した後背地には2種類の花崗岩質岩と接触変成帯の露出があり，また，それらの礫の大きさ，別保層の堆積環境からみても，佐藤ほか（1967），長沼ほか（1983）の指摘通り，花崗岩質岩体が露出していた削剥場（後背地）から別保層の堆積場までの距離は遠くなかったと考えられる．

地点④ 別保層 - 春採層境界

地点③から西に向かって行くと，地点④では，別保層礫岩上に，砂岩や泥質部を含む砂岩等を主体とする春採層が整合的に載っているのが観察される（第5図）．ただし，その境界面はかなり凹凸があり，春採層の堆積時に水流によって別保層が掘り込まれたことを示している．

別保層が礫岩を主体とするのに対して春採層では砂岩の量が増えてくるが，これは堆積環境の変化に対応している．すなわち，別保層堆積時は，後背地の隆起による削剥と扇状地形成による堆積の開始であり，急な流れが流路に沿っ



第6図 地点④ 春採層中のコンクリーション塊 (マジックが置かれている球状部, 長径約 25cm).

て大きな礫を運び堆積させていたが、春採層堆積時には緩やかな流れへと変化しており、扇状地末端での堆積環境になっていたことを示している (日本地質学会編, 2010). なお、春採層には、コンクリーション塊や炭質物が認められることがある (第6図).

地点⑤ 春採層中の炭層

地点⑤では、春採層内に数枚の炭層が観察される (第7図の矢印部分). ここに示されているのは幅数 10 cm 程度の炭層であるが、釧路コールマインでは、このような炭層のうち、質がよく非常に厚いものを海底下の春採層で採掘している.

地点⑥ 天寧層「赤玉礫岩」

地点⑥では、第8図に示すような比較的小さな礫を含む礫岩や砂岩・シルト岩などからなる天寧層が見られる. この露頭の礫岩に含まれる礫種は、赤色チャートや変質した火山岩 (緑色岩) などであり、いわゆる「赤玉礫岩」である. 2~3 cm 大の角礫~垂角礫で粒度はそろっている. この露頭での斜交葉理等の堆積構造は、これらの碎屑物が南から北方向 (第8図上では左から右方向) へもたらされたことを示している. この古流向は、別保層の堆積時期とは古流向が反対で、かつ供給源を構成していた岩石類が異なっていることを示している. これらのことより、供給源は、現在は釧路沖海底下にあると推定される常呂帯仁頃層群の南方延長部であると考えられている (七山ほか, 1999).

地点⑦ 雄別層内の堆積構造



第7図 地点⑤ 春採層中の炭層 (矢印で示してある部分).



第8図 地点⑥ 天寧層の「赤玉礫岩」. 露頭に凸状に見えているのが個々の小礫. 写真下部の礫岩層中には、斜交層理が見える.



第9図 地点⑦ 雄別層中のヘリンボーン構造. 横幅約 60 cm.

後述する地点⑧の春採太郎の母岩となっている層準は雄別層であるが、地点⑦では、斜交葉理で代表される堆積構造が多数観察される。第9図には、斜交葉理の方向が周期的に変化し、ヘリンボーン構造 (herringbone structure) をなしている様子を示した。このことは、この地点の雄別層が、海岸付近において、潮汐の影響を受ける環境で堆積したことを示唆している。

地点⑧ 春採太郎

七山ほか (1999) は、釧路市^{しれつと}知人岬から^{あつけし}厚岸湾にかけての道東海岸部には、大小合わせて200本以上の砂岩岩脈が分布していると述べている。地点⑧では、その中でも最大級の砂岩岩脈である「春採太郎」が見られる。これは、幅約4.4mの砂岩岩脈で (第10図)、地震活動によって雄別層内に亀裂ができ、そこに上位の砂質堆積物が吸い込まれて形成されたものと考えられている (七山ほか, 1999)。春採太郎の貫入方向は、N30°Eで、70~80°西傾斜となっている。砂岩岩脈を挟んで両側の雄別層には変位が認められ、約1m西側が落ちているようである。また、第10図上で、向かって右側の壁岩から幅約80cmの岩脈部分は、それより左側の部分とは貫入時期が異なるようで、右側の砂岩中の内部構造が左側の部分に切られているように見える。したがって、この砂岩岩脈は、最低でも2回の「貫入」活動 (地震による断裂形成) によって形成された重複岩脈 (multiple dyke) であり、右側の部分が最初に貫入した砂岩岩脈の残存物で、同じ割れ目を使って再度砂質堆積物の貫入があったと考えられる。また、砂岩岩脈中には、貫入時の砂質部の流動運動の痕跡である黒い筋状の模様 (泥質? 鉄鉱物?) が確認される。

4. おわりに

小論では、釧路市東部~釧路町にかけての浦幌層群の露頭を紹介したが、これらの露頭は、現世の河川による運搬・堆積作用と対比し、過去に形成された地層の堆積環境を観察・勉強するためには非常によい露頭である。

ただし、これらの露頭の見学に際してはくれぐれも危険を避けて、できる限りの備えをして臨んでいただきたい。すなわち、海岸部の露頭 (この地域に限らないが) を見学する際の注意点を述べておくと、まず、岩場では滑ることが多いので、滑り止め付きの靴を履くとともに、怪我を少しでも防ぐために、肌の露出を抑えた服装 (長袖、長ズボン) にする必要がある。また、この地域では海食崖が波打



第10図 地点⑧「春採太郎」(砂岩岩脈)の全景。向かって右側の壁岩に近い部分 (図上では旧貫入部) が、早期に貫入した砂岩岩脈の残存物と考えられる。

ち際に迫っているため、波の荒い時や満潮時には、露頭まで到達できない、あるいは引き返せないこともあり得る (特に地点⑧の「春採太郎」)。さらに、地震が発生し津波が押し寄せてくると逃げ場がないという状況に陥る可能性も高い。見学に当たっては、装備を完全にすることはもちろん、前もって干潮・満潮の時刻情報を入手・考慮してスケジュールを組むとともに、津波に備えた現場での情報の入手 (ラジオ等) や避難ルートの確認を怠らないことが重要である。

文 献

- 百石 浩 (1966) 釧路炭田東半部における春採層の堆積に関する研究. 釧山地質, 16, 172-182.
- 石川孝織・鮎沢 潤 (2012) 北海道釧路市岩見浜に分布する始新統春採層の堆積岩石学的特徴. 福岡大学理学集報, 42, 57-63.
- 馬淵精一 (1962) 釧路炭田古第三系に関する堆積並びに造構造史的考察. 東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告, 56, 1-42.
- Matsui, M. (1962) Sedimentological study of the Paleo-

- gene basin of Kushiro in Hokkaido, Japan. *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. IV*, **11**, 431-480.
- 水野篤行・百石 浩 (1960) 5 万分の 1 地質図幅「雄別」および説明書. 北海道開発庁, 78p.
- 長浜春夫 (1961) 5 万分の 1 地質図幅「釧路」および説明書, 北海道開発庁, 47p.
- 長沼幸男・照井一明・長浜春夫 (1983) 堆積盆内における碎屑物の移動と堆積—釧路炭田地域の礫岩層を例として—. *地学教育*, **36**, 123-131.
- 七山 太・亀村孝子・金松敏也 (1999) 5 釧路海岸〈浦幌層群の層序と堆積システム〉. 道東の自然史研究会編, 道東の自然を歩く, 北海道大学図書刊行会, 札幌, 36-41.
- 七山 太・中川 充・岡田博有 (1994) 北海道東部, 上部始新統浦幌層群の碎屑性クロムスピネルとその起源. *地質学雑誌*, **100**, 383-398.
- 日本地質学会編 (2010) 日本地方地質誌 1「北海道地方」. 朝倉書店, 東京, 631p.
- 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, 東京, 337p.
- 野畑 肇・佐藤松男・下山 正 (1985) 太平洋炭砒南西部区域の探査について. *鉱山地質*, **35**, 383-396.
- 小笠原正継・柴田 賢・内海 茂 (1998) 北海道釧路地域の始新統浦幌層群別保層中の花崗岩質岩礫の K-Ar 年代と岩石学的特徴. *地質学雑誌*, **104**, 516-524.
- 佐々保雄 (1940a) 釧路炭田地域に於ける第三系の層序と之に関する従来 of 諸説 (上). 北海道石炭鉱業会会報, no. 307, 1-19.
- 佐々保雄 (1940b) 釧路炭田地域に於ける第三系の層序と之に関する従来 of 諸説 (下). 北海道石炭鉱業会会報, no. 308, 1-24.
- 佐藤博之・山口昇一・須田芳朗・北島真理子 (1975) 20 万分の 1 地質図「釧路」, 地質調査所.
- 佐藤 茂・佐々保雄・広川 治・岡崎由夫・長浜春夫 (1967) 釧路市東部付近にみられる古第三系の古流系. *地質学雑誌*, **73**, 563-572.
- Yagi, K. (1969) Petrology of the alkalic dolerites of the Nemuro Peninsula, Japan. *Geol. Soc. Am. Mem.*, no. 115, 103-147.
-
- SAWAKI Takayuki, NAKAJIMA Takeshi, OGASAWARA Masatsugu, SUZUKI Yuichiro, TANAHASHI Manabu, KANEKO Mitsuyoshi, MONZAWA Nobuaki and NAKANISHI Satoshi (2012) Outcrops of the Urahoro Group along the Kushiro Coast, Hokkaido.
-

(受付: 2012 年 10 月 11 日)

白糠丘陵東部を訪ねて

中嶋 健¹⁾・小笠原正継²⁾・佐脇貴幸¹⁾・鈴木祐一郎¹⁾
 棚橋 学¹⁾・金子光好³⁾・門澤伸昭³⁾・中西 敏³⁾

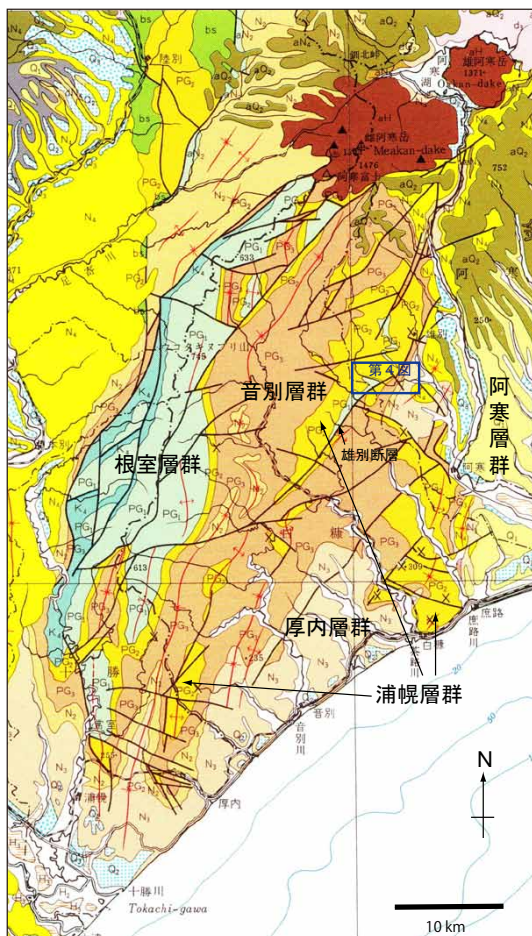
1. はじめに

釧路炭田は、東部の釧路市東方を中心とする地域と、西部の白糠丘陵とに分かれて分布する。白糠丘陵東部の雄別地区は、かつて雄別炭鉱が浦幌層群の雄別層を対象に採炭していた頃には、炭鉱の町として賑わいをみせていたが、1970年に閉山して以来、人気のない寂しい風景となってしまった。ここでは、白糠丘陵東部の地質についてその概略を紹介した後、白糠丘陵東部雄別地域のシュクシタカラ川沿いの地質のポイントを紹介する。

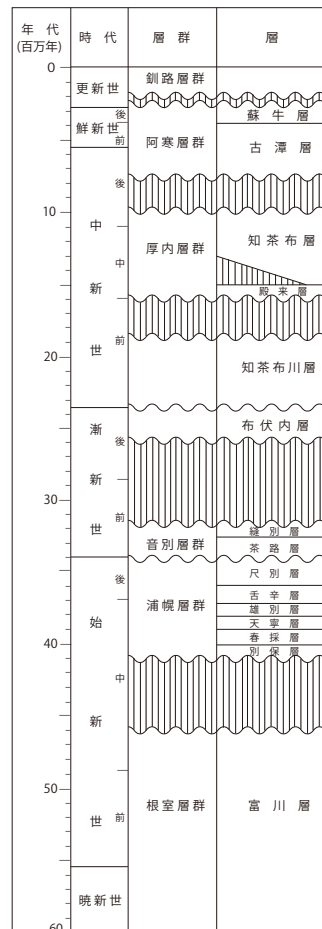
2. 白糠丘陵東部の地質の概要

白糠丘陵には北北東方向の大規模な褶曲・断層を伴った構造に規制されて、白亜系～古第三系の根室層群、古第三系の浦幌層群および音別層群、新第三系の厚内層群および阿寒層群、および第四系が分布する（第1図）。

白亜系～古第三系根室層群は白糠丘陵において全層厚4000 m以上で、岩相により下位から白亜紀マーストリヒチアの川上累層、マーストリヒチアン～古第三期暁新世セランディアン前期の川流布累層、セランディアン前期～



第1図 白糠丘陵の地質分布 (50万分の1地質図「釧路」: 山口ほか, 1978より).
 枠は第4図の位置.



第2図 白糠丘陵東部の層序・地質年代のまとめ.
 水野・百石 (1960), Urabe and Hoyanagi (2004) および日本地質学会編 (2010) を基に編集.

1) 産総研 地圏資源環境研究部門
 2) 産総研 地質情報研究部門
 3) JX 日鉱日石開発 (株)

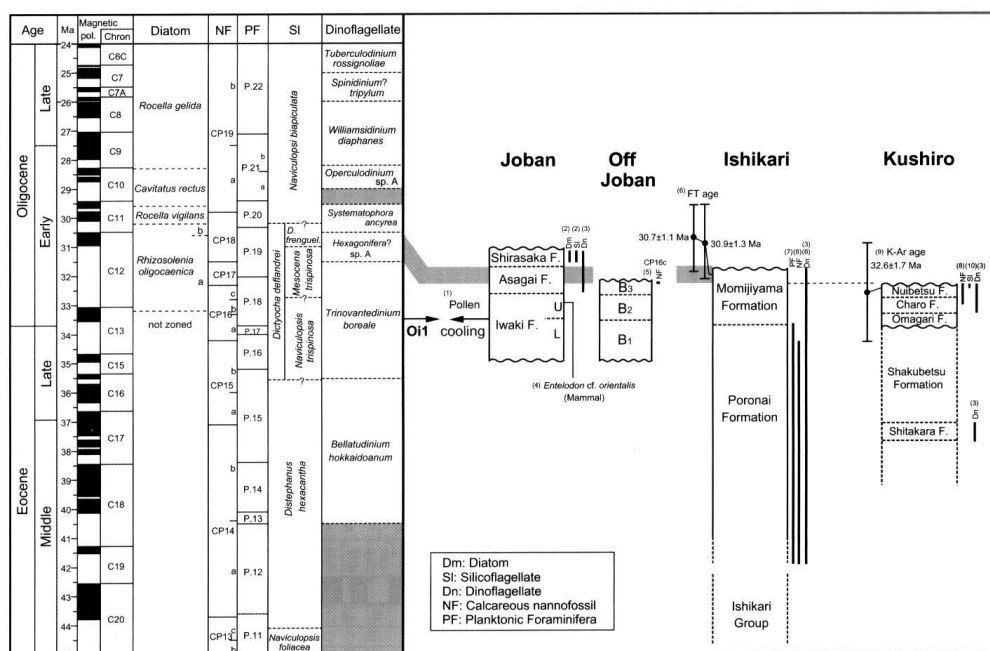
キーワード: 釧路, 炭田, 白糠丘陵, 古第三紀, 浦幌層群, 音別層群, 新第三紀

始新世テシアン前期の富川累層に区分される（日本の地質「北海道地方」編集委員会編，1990；日本地質学会編，2010）。富川累層からは 54.0 Ma の黒雲母 K-Ar 年代（柴田ほか，1984）と 52.0 Ma のフィッシュン・トラック年代（木村，1991）が報告されている。根室層群の主分布域は白糠丘陵北西部であるが，東部の雄別付近においては雄別断層により北北東方向に根室層群上部が狭小に分布している（第 1 図）。

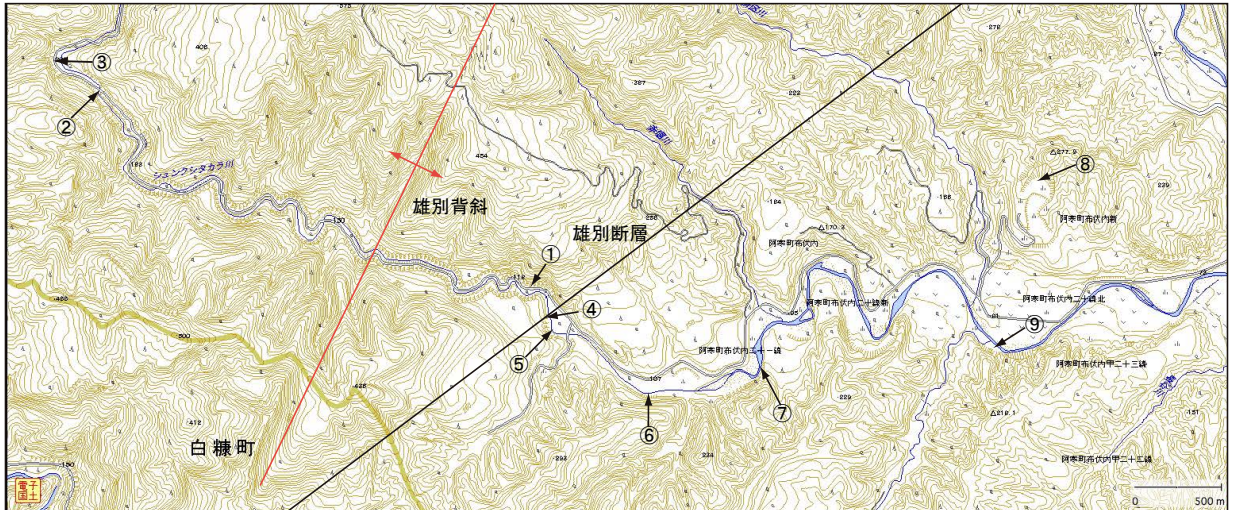
始新統浦幌層群は下位から順に，別保層・春採層・天寧層・雄別層・舌辛層・尺別層で構成される（第 2 図）。別保層は根室層群を不整合に覆い，不淘汰な砂質礫岩ないし基質支持礫岩から主として構成され，レンズ状の砂岩ないし含礫粗粒砂岩が挟在することから扇状地を形成する礫質網状河川で堆積したと考えられている（日本地質学会編，2010）。春採層は別保層から漸移し，シルト岩・炭質シルト岩・細粒砂岩からなり，一部に礫岩層を挟む。下位の別保層との関係から扇状地末端の細粒堆積物と考えられている（日本地質学会編，2010）。天寧層は基質支持礫岩・含礫砂岩・砂岩などからなり，礫は赤色チャートを含むことから，別保層の黒玉礫岩に対して赤玉礫岩と呼ばれ，古流向が別保層とは逆の西南西→東北東が卓越することから別保層とは異なる供給源が想定されている（七山ほか，1994）。天寧層の堆積環境は扇状地の下流側に作られた網状平原に堆積した砂質網状河川堆積物と解釈されている（日本地質学会編，2010）。雄別層は砂岩・炭質シルト岩・石炭層からなり，下部は陸成層の雄別夾炭部層，上部は汽

水成層の双雲夾炭部層からなる。雄別夾炭部層はチャネル構造・中粒砂岩から泥岩へ上方細粒化する堆積相・根化石などから蛇行河川での堆積を示すと解釈されている（日本地質学会編，2010）。一方，双雲夾炭部層は，生物擾乱を受けた砂質シルト岩からなり，ウェーブリップルやカキの産出から，潮流の卓越する内湾の潮間帯から潮下帯での堆積を示すと解釈されている（日本地質学会編，2010）。舌辛層は下位から錦沢砂岩部層・ユケピラ砂質シルト岩部層・ポン舌辛砂岩部層に区分されている。堆積環境は，カキを含む錦沢砂岩部層の内湾環境から内側陸棚へと徐々に深くなった後に，ハンモック状斜交層理を持つポン舌辛砂岩部層の外浜環境まで浅海化したと考えられている（日本地質学会編，2010）。尺別層は，下部は石炭層を挟む炭質頁岩やシルト質岩からなり，中部から上部はウェーブリップルを持つ砂岩層やトラフ型斜交層理を持つ砂岩層からなることから，下部は海岸近くの淡水湿地，中部から上部にかけては内湾環境が推定される（日本地質学会編，2010）。

浦幌層群の年代に関しては海保（1983）が底生有孔虫から舌辛層を石狩炭田の幌内層の中部～上部に対比し，後期始新世とした（第 3 図；日本の地質「北海道地方」編集委員会編，1990；日本地質学会編，2010）。また，舌辛層から産出する渦鞭毛藻化石もこの対比を支持している（第 3 図；Kurita and Matsuoka, 1994；須藤ほか，2005）。また，白糠丘陵西部の浦幌地域で，別保層・春採層・天寧層に相当する留真層から 38.0 Ma のフィッシュン・



第 3 図 釧路炭田古第三系の年代と石狩炭田・常磐炭田との対比（須藤ほか，2005）。



第4図 巡検ポイント図（背景地図は国土地理院電子国土 Web システムを使用）。
①～⑨は本文中の地点番号に一致。雄別断層および雄別背斜は水野・百石（1960）による。

トラック年代が報告されており（木村・辻，1990），微化石年代と調和的である。

始新統～漸新統音別層群は海成層の茶路層と縫別層からなり，下位尺別層とは軽微な平行不整合または整合関係にあるとされる（第2図および第3図；日本の地質「北海道地方」編集委員会編，1990；日本地質学会編，2010；須藤ほか，2005）。茶路層は主として塊状シルト岩からなり，基底部に含礫粗粒砂岩からなる大曲砂岩層を伴う。縫別層は茶路層から整合漸移する砂岩層主体の地層で，砂岩は凝灰質で安山岩片に富む。茶路層・縫別層ともに外側陸棚の堆積物であると推定されている。（第2図；日本地質学会編，2010）。音別層群の年代に関しては，海保（1983）および Kaiho（1984）は底生有孔虫から茶路層下部を石狩炭田の幌内層中～上部の後期始新世に対比し，茶路層上部～縫別層を石狩炭田の紅葉山層の前期漸新世に対比している（第3図；日本の地質「北海道地方」編集委員会編，1990；日本地質学会編，2010）。茶路層および縫別層から産出する渦鞭毛藻化石による対比もこれと整合的である（第3図；Kurita and Matsuoka, 1994；須藤ほか，2005）。また，縫別層からは 32.6 ± 1.7 Ma の K-Ar 年代（柴田・棚井，1982）および 32.2 Ma の K-Ar 年代（木村・辻，1992）と 33.8 Ma のフィッシュン・トラック年代（木村・辻，1990）が報告されている。

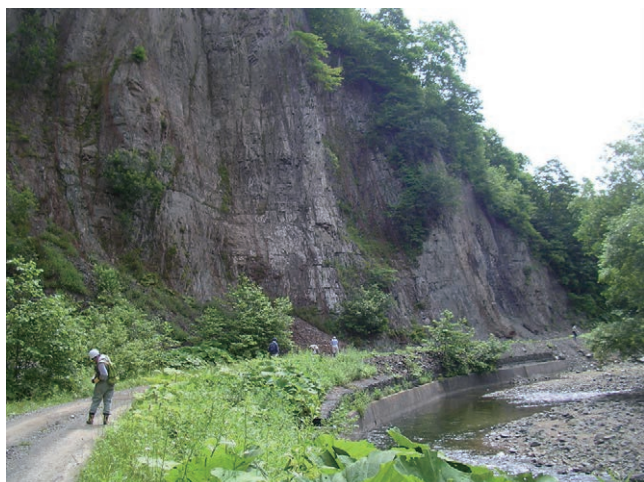
雄別付近の上部漸新統は，布伏内層とその相当層の上茶路層からなり，両層とも凝灰質シルト岩を主体とする（第2図；日本の地質「北海道地方」編集委員会編，1990；日本地質学会編，2010）。上茶路層からは漸新統中部を示す浮遊性有孔虫化石が得られており（海保，

1983），渦鞭毛藻化石・花粉化石の検討から漸新統末期に対比された（栗田ほか，1998）。

新第三系は従来，厚内層群に属する殿来層・知茶布層と阿寒層群に属する古潭層に区分されていたが，最近珪藻化石層序と岩相層序の再検討（卜部ほか，2003；Urabe and Hoyanagi, 2004）から大幅な層序の見直しが行われた。Urabe and Hoyanagi (2004) によると下部中新統がチチャップ川下流に存在し，新たにチチャップ川層と命名された（第2図）。シュンクシタカラ川では下部中新統を欠き，布伏内層を不整合で中部中新統下部の殿来層の硬質頁岩が覆う。殿来層は珪藻化石帯 *Denticulopsis lauta* Zone (15.9-14.9Ma) に属し，*Desmostylus* および *Paleoparadoxia* を産出する（Urabe and Hoyanagi, 2004）。殿来層の上位には中部～上部中新統の知茶布層が部分不整合で覆う（第2図）。知茶布層は凝灰質シルト岩・凝灰質砂岩・珪藻質シルト岩・軽石質凝灰岩からなる。知茶布層からは 7.71 ± 0.39 Ma の K-Ar 年代も得られている（広瀬・中川，1999）が微化石層序と矛盾する。知茶布層を不整合で覆って，阿寒層群に属する上部中新統上部～鮮新統の古潭層の塊状砂質シルト岩が分布する（第2図）。

3. 巡検コースと露頭

白糠丘陵東部のシュンクシタカラ川沿いにおいて，根室層群上部，浦幌層群，音別層群および厚内層群知茶布層の露頭の紹介を行う。第4図にシュンクシタカラ川沿いのルートマップを示す。以下では，下位の地層から上位に順に紹介する。いくつかの地点は，山口ほか（1999）にも



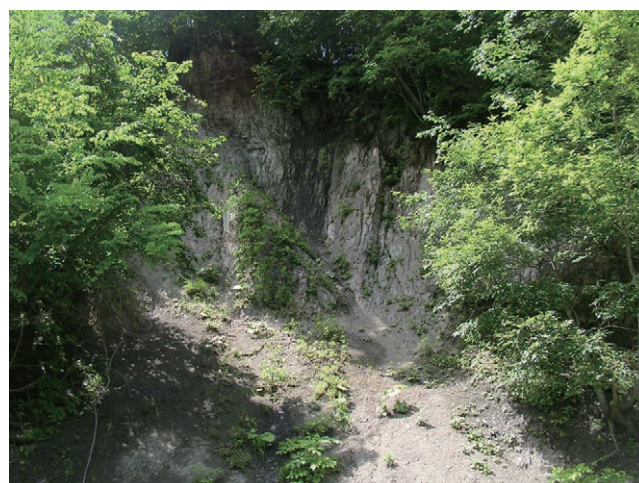
第5図 地点①の根室層群上部層の泥岩。
東（奥）に緩く傾く層理面と垂直の節理が見える。



第6図 地点②の根室層群と浦幌層群別保層の不整合面。
不整合面下面に礫岩が見える。



第7図 地点③の春採層の砂岩。
露頭下部に円礫岩を挟む。



第8図 地点④の雄別断層の破碎帯。
根室層群泥岩が直立している。

記載があるので併せて参考してほしい。

地点① 根室層群上部層（山口ほか，1999の地点⑤）

布伏内からシュンクシタカラ川林道に入り3 kmほど西に進むと、急に険しい谷地形になり、道路沿いに断崖が出現する。突然地形が変わったのは、雄別断層（第4図）を通過して硬い根室層群が露出するようになったからで、ここが地点①である。崖を作る地層は古第三紀暁新世の根室層群上部層の緻密で硬い暗灰色泥岩で、東に緩く傾斜している（第5図）。ここでは層理に直交する節理が多い。根室層群はシュンクシタカラ川沿いに北北東方向の背斜軸（雄別背斜）に沿って分布する（第4図）。

地点② 根室層群と浦幌層群の不整合と別保層の礫岩（山口ほか，1999の地点⑥）

地点①からさらに林道を3 kmほど奥に進むと、橋を渡っ

たところで橋の左下に根室層群と浦幌層群の不整合の露頭が観察できる。根室層群の層理泥岩の上に、うねった明瞭な侵食面を持って浦幌層群基底の別保層の黒玉礫岩が載る。礫岩が侵食に抗して張り出しているため、不整合面が良く観察できる（第6図）。不整合面の走向傾斜はN50° E, 17° W。不整合面直下の根室層群の走向傾斜はN45° E, 15° Wでわずかに斜交する。別保層の礫岩は円礫で、最大径は20 cm程度で花崗岩礫を含む。南側の川の南壁は根室層群の泥岩の上に20 m程度の別保層礫岩が載っている。

地点③ 春採層の砂岩

さらに奥に入ったシュンクシタカラ川の屈曲点の道路沿いが地点③である。ここでは、下位から成層した細粒～中粒砂岩（50 cm+）、黒玉円礫岩（1.4 m）、黒い岩片を含む淘汰の良い塊状粗粒砂岩（3 m）、成層砂岩が観察できる（第7図）。礫岩を挟むことから河川の堆積物であると推定さ



第9図 地点⑤の舌辛層砂岩の露頭。



第10図 地点⑤下部の舌辛層錦沢砂岩部層の化石カキ床。



第11図 地点⑥の尺別層の露頭。
中央の暗色部が炭質泥岩および頁岩。



第12図 地点⑥の尺別層の露頭上部の炭質物に富んだ葉理の発達する砂岩（第11図の左隅）。
上部にウェーブリップルが認められる。

れるが、上部の淘汰の良い塊状砂岩は外浜で堆積した浅海成砂岩の可能性もある。

地点④ 根室層群と浦幌層群の境界断層

地点③から再び林道を下り、①の地点からシュンクシタカラ川に入り下流へと歩くと右岸が地点④である。北側の根室層群は直立し、数10mにわたって断層破碎帯が連続する(第8図)。断層の方向はN60°Eで東に80°急斜する。これは第4図の雄別断層の露頭で、この断層は地形面にも明瞭な傾斜変換線を作っている(第4図)。破碎帯の南側は薄い炭層を挟んだ砂岩が断層と同じ走向傾斜で東急傾斜している。その上位(南)は別保層の黒玉礫岩と春採層と推定される砂岩が続く。

地点⑤ 舌辛層のカキ床を含む砂岩

地点④から南に連続した露頭だが、垂直方向の断層を境

に走向傾斜が急変する。断層の北側ではN35°E, 45°Eを示すが、断層の南側のこの地点⑤の露頭ではN85°W, 23°Sと南傾斜に変わる。境界の垂直断層は見かけ上北落ちであるが、横ずれを示す条痕が認められ、横ずれ断層の可能性もある。⑤の露頭の下部8mは淘汰の良い細粒砂岩で、50～100cmの厚さの化石カキ床を数枚挟む(第9図)。砂岩にはウェーブリップルや平行葉理が発達することがある。カキ床には離弁の殻のみからなる掃き寄せのものと、合弁の殻が含まれるものがある(第10図)。これらの堆積構造とカキの産状から、静穏時に波浪の影響を受ける下部外浜に、暴風時に潮間帯から流されてきたカキを含む砂が堆積する堆積環境が推定される。露頭上部の5mは塊状シルト質細粒砂岩からなり、静穏時の波浪限界より下に位置すると推定され、露頭下部より少し深い堆積環境が推定される。5万分の1地質図「雄別」(水野・百石, 1960)および日本地質学会編(2010)に従うと、下部が



第 13 図 地点⑦の露頭下部の茶路層珪質泥岩.

舌辛層の錦沢砂岩部層に相当し、上部がユケピラ砂質シルト岩部層に相当すると考えられる。

地点⑥ シュンクシタカラ川右岸. 尺別層上部と思われる.

地点⑤の 500 m ほど下流の右岸が地点⑥である。この露頭の走向・傾斜は N46° E, 30° E. 下位から、平行葉理の発達した淘汰の良い粗粒砂岩 (5 m), 炭質泥岩および頁岩 (1 m), 炭質物に富んだ平行葉理およびウェーブリップルの発達する砂岩 (3 m) の順に累重する (第 11 図, 第 12 図). 全体に内湾的堆積環境が推定されることから尺別層上部に相当すると考えられる (日本地質学会編, 2010).

地点⑦ シュンクシタカラ川右岸の音別層群茶路層の露頭

シュンクシタカラ川の砂防ダムの上流右岸が地点⑦である。薄層理を成す茶褐色の珪質泥岩 (第 13 図) の上に、砂岩泥岩互層と塊状砂岩が不調和に載る。珪質泥岩は茶路層の泥岩と考えられるが、西傾斜で、この付近の東傾斜の一般的傾向と合わないこと、上に載るおそらく縫別層由来と考えられる砂岩がほぼ水平で、下の茶路層の泥岩と傾斜方向が合わないことから、この露頭全体が地滑りブロックである可能性が高い。しかし、シュンクシタカラ川沿いで茶路層の岩相を観察できる貴重な露頭である。

地点⑧ 安山岩採石場

厚内層群知茶布層中に貫入した安山岩で、火口部の露出と推定される。柱状節理の発達した安山岩岩脈、凝灰角礫岩、火口壁の崩壊によるスランプ堆積物など多種多様な火山性噴出物が認められる (第 14 図). 厚内層群堆積時か、



第 14 図 地点⑧の安山岩採石場. 柱状節理の発達した安山岩岩脈, スランプ堆積物, 凝灰角礫岩など.



第 15 図 地点⑨の知茶布層の平行葉理の発達する凝灰岩と凝灰質泥岩互層.

それ以降に貫入したと推定される。

地点⑨ 厚内層群知茶布層

シュンクシタカラ川右岸の大露頭で、平行葉理の発達する凝灰岩と凝灰質泥岩の互層からなる厚内層群知茶布層が観察できる (第 15 図). 露頭下部の走向・傾斜は N20° E, 53° E であるが、露頭上部は N30° E, 36° E と緩傾斜になる。

4. おわりに

この紹介記事では、白糠丘陵の層序・年代に関する概要をまとめ、白糠丘陵東部のシュンクシタカラ川沿いに分布する根室層群、浦幌層群、音別層群および厚内層群の露頭を紹介した。シュンクシタカラ川沿いのルートは、白亜系から新第三系までの層序の概略を一通り観察するには最適

のルートである。ただし、雄別炭鉱の主要炭層を含む浦幌層群雄別層と天寧層は断層で欠落しているため、このルートでは観察できない。天寧層と雄別層はシュンクシタカラ川のさらに上流に分布するが、雄別層の観察を行うには、布伏内から北に入った舌辛川沿いの露出が良く最適である。山口ほか（1999）に舌辛川沿いの雄別層の露頭が紹介されているので参照すると良い。

シュンクシタカラ川沿いの見学を行うための注意点に触れておく。シュンクシタカラ川沿いは国有林に属するため、林道に入るにも林野庁の許可を事前に得る必要がある。許可なく入り、調査や岩石採取すると法に触れるので、必ず根釧西部森林管理署に入林承認申請すること。また、シュンクシタカラ川沿いはヒグマの生息地となっているため、調査は必ず複数名で行い、十分な装備（クマ鈴・クマ除けスプレー・爆竹など）と用心が必要である。直前のクマ出没情報は、入林承認証を受け取る際に根釧西部森林管理署で教えてくれるので、必ず聞いておくこと。

最後に、シュンクシタカラ川沿いの調査においては、根釧西部森林管理署に国有林内の調査の許可をいただいた。図面の作成にあたっては、地圏資源環境研究部門の仁道純子氏のご協力を得た。これらの方々に感謝する。

文 献

広瀬 亘・中川光弘（1999）北海道中央部～東部の新第三紀火山活動：火山学的データおよび全岩化学組成からみた島弧火山活動の成立と変遷。地質学雑誌，**105**，247-265。

海保邦夫（1983）浮遊性有孔虫による北海道の古第三系の地質年代—堆積間隙と海水準変動との関係。化石，no. 34，41-49。

Kaiho, K. (1984) Paleogene Foraminifera from Hokkaido, Japan Part 1. Lithostratigraphy and biostratigraphy including description of new species. *Sci. Rep. Tohoku Univ., Sec. Ser. (Geol.)*, **54**, 95-139.

木村勝弘（1991）堆積盆の生成発展過程の研究。平成2年度石油開発技術センター年報，12-15。

木村勝弘・辻 喜弘（1990）堆積盆の生成発展過程の研究。平成元年度石油開発技術センター年報，10-14。

木村勝弘・辻 喜弘（1992）堆積盆の生成発展過程の研究。平成3年度石油開発技術センター年報，90-98。

Kurita, H. and Matsuoka, K. (1994) *Trinovantedinium boreale* Bujak-dominated dinoflagellate assemblages

in Eocene-Oligocene stratified water in northern Japan. *Review of Palaeobot. Palynol.*, **84**, 129-153.

栗田裕司・小布施明子・秋葉文雄（1998）北海道東部における上部漸進統～下部中新統渦鞭毛藻・花粉化石層序および珪藻化石層序との対応。石油資源開発株式会社技術研究所研究報告，no. 13，11-31。

水野篤行・百石 浩（1960）5万分の1地質図幅「雄別」および同説明書。北海道開発庁，78p。

七山 太・中川 充・岡田博有（1994）北海道東部，上部始新統浦幌層群の碎屑性クロムスピネルとその起源。地質学雑誌，**100**，383-398。

日本地質学会編（2010）日本地方地質誌1「北海道地方」。朝倉書店，東京，631p。

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，東京，337p。

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「北海道新第三系生層序の諸問題」，75-79。

柴田 賢・内海 茂・宇都浩三・中川忠夫（1984）K-Ar年代測定結果，2—地質調査所測定未公表資料—。地質調査所月報，**35**，331-340。

須藤 斎・柳沢幸夫・小笠原憲四郎（2005）常磐地域及びその周辺の第三系の地質と年代層序。地質調査研究報告，**56**，375-409。

卜部暁子・秋葉文雄・保柳康一（2003）北海道東部阿寒地域に分布する新第三系の珪藻生層序。地質学雑誌，**109**，399-413。

Urabe, A. and Hoyanagi, K. (2004) Stratigraphy of the late Cenozoic strata in the Akan area: with special emphasis on significance of the lower Miocene in the central Hokkaido, northern Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **110**, 51-64.

山口昇一・岡崎由夫・卜部暁子（1999）3 釧路炭田 <石炭のふるさと雄別地区の古第三紀層>。道東の自然史研究会編，道東の自然を歩く，北海道大学図書刊行会，札幌，20-27。

山口昇一・対馬坤六・佐藤博之（1978）50万分の1地質図「釧路」。地質調査所。

NAKAJIMA Takeshi, OGASAWARA Masatsugu, SAWAKI Takayuki, SUZUKI Yuichiro, TANAHASHI Manabu, KANEKO Mitsuyoshi, MONZAWA Nobuaki and NAKANISHI Satoshi (2012) Field excursion in the eastern part of the Shiranuka Hills, Hokkaido.

（受付：2012年10月11日）

誕生石の鉱物科学

— 12月 トルコ石 —

奥山康子¹⁾

誕生石に限らず宝石の世界では、色を愛でる、いわゆる「色石」が優勢です。このため、取り上げる石がどうして美しい色を出すのかという、専門的には「発色機構」が大きな関心事になります。宝石の発色には大きく分けて3つのタイプがありますが、最強(?)の発色機構は宝石を鉱物として成り立たせる主成分元素自体が発色の原因となるケースでしょう。このような発色を「自色」と呼ぶことは、本シリーズ第1弾である8月の誕生石「ペリドット」の解説で取り上げました。

ペリドットは、鉱物としてはマグネシウムに富むかんらん石で、純粋なマグネシウムかんらん石は無色ですが、同じグループの鉱物である鉄かんらん石成分が溶け込むことで、緑色を呈すると考えられています。つまり、自色といっても御本体の色ではないわけです。「まざりもののでいで色づいている」とケチをつける向きがあっても不思議ではありません。

この点、今月の誕生石「トルコ石」は立派なものです。化学組成は $\text{Cu}^{2+}\text{Al}_6(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ (化学組成の表記は、Mandarino and Back, 2004による)。銅がなければトルコ石は成り立ちません。大切な主成分である銅の働きで、魅力的な「ターコイズ・ブルー」に輝きます(第1図)。そして銅が遷移元素であることが、発色の秘密なのです。

「遷移元素」とは、周期表の第3族から第11族を占める元素の総称で、すべて金属としての性質を持ちます(ただし、第12族元素までを遷移元素に含めることもある; 桜井(編), 1997)。遷移元素が出現するのは周期表の第4周期以降で、その特徴は第3周期までは使われなかったd軌道に電子が入ることにあります。第3周期は最大18個の電子を収容できるM殻を電子で埋めていくのですが、最大10個の電子が入るd軌道(3d軌道)はこの周期では使われず、3s軌道、3p軌道に順次電子が入ったNaからArまでの合計8個の元素で終わります。そして3d軌道には、次の第4周期で初めて電子が入るようになります。これは、M殻の3d軌道のエネルギーが第4周期で使われるN殻の4s軌道より高く、一方4p軌道より低



第1図 塊状のトルコ石標本。アメリカ合衆国産, 87g.

いことによります。このような不規則性のため、第4周期元素の電子配列は、Arを核にKが $[\text{Ar}]4s^1$ 、Caが $[\text{Ar}]4s^2$ とまずs軌道から埋まるものの、次の元素Scでは4p軌道ではなく3d軌道を使って $[\text{Ar}]4s^23d^1$ となり、以後、原子番号が増えるにしたがって3d電子が増えていくこととなります。こうして、一群の遷移元素が成立します。

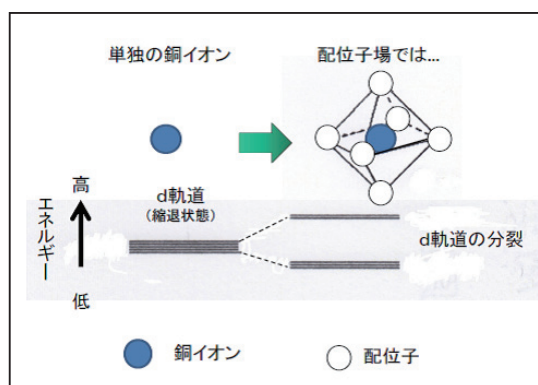
第4周期の遷移元素には、銅の他にも鉄やチタンなどよく知られた金属があります。これら遷移元素での電子配列は、4s軌道の電子との「入れ替え戦」があったりして、必ずしも原子番号順に規則的に変化するわけではありません。たとえばトルコ石にとって大事な元素「銅」の電子配列は、 $[\text{Ar}]4s^13d^{10}$ で、Caまで一度埋められた4s軌道に電子は1個しかありません。地質標本館の展示「元素の周期表」では、この様子についても解説がありますので、機会があったらご覧ください。

では、遷移元素の電子配列とそれらのイオンが様々な色を示すことに、どういう関係があるのでしょうか?

遷移元素を成り立たせるような電子配列が起きるということは、原子核のプラス電荷による電子の束縛が弱くなっていることを意味します。このため、遷移元素がイオンとなって何かほかのイオンと結びつき化合物を作ると、結びついた相手からもエネルギー的に影響されやすいこととなります。たとえば、2価の銅イオン Cu^{2+} は厳密に単独で存在すれば色を発することは無いのですが、化合物の

1) 産総研 地圏資源環境研究部門

キーワード: 宝石, 誕生石, 自色, 遷移元素, d軌道, d-d遷移, 選択吸収, 配位子



第2図 配位子に囲まれた銅イオンでのd軌道の分裂を示す概念図。本図のように配位子6個が八面体状に銅イオンを囲む場合、縮退していた5つのd軌道はエネルギーの高い2軌道と低い3軌道に分裂し、両者の間でd電子の遷移が起きる。

中では第2図のように結びついた相手のイオンなどに囲まれて存在し、この状態では周囲からの影響を受けてしまいます。裸の銅イオンでは同じエネルギーであった(縮退している)d軌道が、高エネルギーのものと低エネルギーの物に分裂する(縮退が解ける)のです。ここで銅イオンを含む物質に光(可視光)が当たると、低エネルギーの軌道にいたd電子は光のエネルギーを吸収して高エネルギーの軌道に移ることができます。これが、d-d遷移という現象です。このため問題の物質を通ってきた、あるいは物質から反射されてきた光では、特定の波長(エネルギー)が吸収されてしまいます(選択吸収)。私たちの目に届く光は、吸収された成分を欠いた残りの部分となり、白色から偏り、すなわち色づいて見えるわけです。

第2図に示すような物質内部構造で、銅イオンを規則的な立体的関係で取り囲んでいる相手のイオンなどを「配位子」と呼びます。鉱物の結晶構造図では、酸素が配位子となる様子をよく見ますが、配位子は単原子のイオンとは限りません。トルコ石の場合は、八面体構造の上下の頂点に水分子、周りに4個の水酸基(OH)が位置し、中心に銅イオンが入る配置を取ります(白水・青木, 1989)。水溶液の中でも、銅イオンは単独で存在するわけではありません。塩化第二銅や硫酸銅などの水溶液での銅イオンは、水分子で囲まれた $[Cu^{2+}(H_2O)_6]^{2+}$ という形態で存在し、銅イオンは極性分子である水の影響を受けてd軌道の変化をきたし、鮮やかな青色を呈します。ここで銅イオンが何色を示すかは、d軌道の分裂の程度によります。分裂したd軌道のエネルギー差次第で、吸収する光の波長も変わるからです。余談になりますが、 $[Cu^{2+}(H_2O)_6]^{2+}$ に対して水分子を系統的に他の水溶性物質で置き換えることで、銅イオンが緑から青を経て紫色に至る多様な発色をする様子が、高校生の研究成果として公表されています(大阪府立三国



第3図 ナポレオン1世が妃マリー・ルイーゼに送った宝冠。たくさんのトルコ石とダイヤモンドで飾られている。スミソニアン博物館コレクション (Smithsonian Gem & Mineral Collections ホームページ <http://gimizu.de/sgmcol/> より)。

丘高校, 2012)。

遷移元素であり主成分である銅の働きで、魅力的な青色に輝くトルコ石。透明な結晶であればどれだけきれいでしょう。しかし肉眼的な大きさのトルコ石の結晶が見つかることは、まずありません。この鉱物はほとんど常に第1図のような塊状で産します。第1図のような緻密な塊は使いやすいのですが、細かな粒状で集まって、多孔質になることも珍しくありません。不純物(多くは2価および3価の鉄)によって緑色を帯びることもあります。雲一つない空のような曇りのないトルコ石は高級な宝石でしたし(第3図)、それは今でも変わりません。

文 献

- Mandarino, J. A. and Back, M. E. (2004) *Fleischer's glossary of mineral species, 2004*. The Mineralogical Record Inc., Tucson, 309p.
- 大阪府立三国丘高校 (2012) 銅(II)イオン溶液の変化。科学技術振興機構スーパーサイエンス・ハイスクール課題研究報告書, <https://ssh.jst.go.jp/research/show/637/> (2012/10/14 確認)
- 桜井 弘 (編) (1997) 元素 111 の新知識。講談社, 東京, 459p.
- 白水晴雄・青木義和 (1989) 宝石の話。技報堂出版, 東京, 190p.
- Smithsonian Institute (1999) Smithsonian Gem & Mineral Collections, <http://www.gimizu.de/sgmcol/> (2012/10/14/ 確認)

OKUYAMA Yasuko (2012) Mineralogical science of birthstones — December: Turquoise —.

(受付:2012年10月19日)

露頭の風景 写真家の視点

斉藤 麻子

山形県の北側、秋田県と接する遊佐町にある“十六羅漢岩”です。山形県を紹介するサイトで初めてこの存在を知ると、すぐさま撮影候補となりました。地質の知識の無い私にとって露頭を選ぶポイントは、人工物との織りなすコントラストや個性的な色や形や模様など、見た目によるところが多いのですが、十六羅漢岩は申し分無く、そのような条件を適えていました。撮影する際には常々、人の一生何回分もの時間を経てきたであろう露頭を目の前に、現代の社会を一体どのように見つめているのかと問いたくすることがあります。もちろん耳も目も口も持たない露頭から

返事が返ってくるわけはありません。しかし今回の十六羅漢岩は、人の姿かたちが彫られている為に露頭が顔を持っているようで、今にも返事をしてきそうな雰囲気がありました。また遊佐町と隣接する酒田市には、写真家土門拳の記念館という、写真を志す者としては訪れておきたかった場所があります。閑静で広大な公園の敷地内に瀟洒な佇まいで建つ記念館に、しばし旅の疲れも癒され、インパクトの大きかった十六羅漢岩とともに、山形の撮影旅行はとても思い出深いものとなりました。

地質屋の視点

及川 輝樹

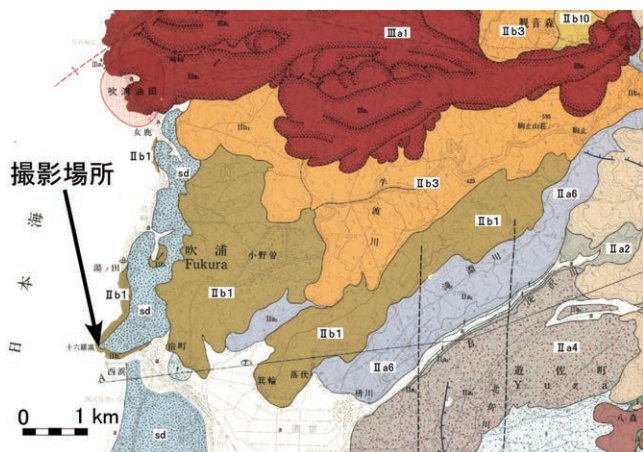
山形県飽海郡遊佐町吹浦海岸に位置する十六羅漢が彫られた溶岩は、鳥海山から10～9万年前のいずれかに流れ出た吹浦溶岩からなります。鳥海山は、標高2,236mもある東北を代表する高山ですが、日本有数の大きな火山で、最近の歴史時代に何度も噴火しています。その内、主なものを紹介します。まず、先の大震災のように東北地方を巨大な津波が襲った貞観地震（869年）の2年後、貞観13年（871年）に噴火したことが菅原道真などの編纂による三代実録に記されています。また、江戸時代の1800～1804年には、溶岩ドームを形成する噴火があり、現在の山頂部をつくる新山を形成しました。最近では、1974年2～5月に噴火し、山麓に火山灰を降らすとともに火山泥

流も流しました。歴史時代の噴火は、このように度々発生していますが、過去にはもっと大きな噴火を行っています。例えば、この羅漢様が彫られた溶岩は、地質図から読み取れる溶岩の広がりから、これら歴史記録に残る噴火より大きな噴火であったことがわかります。鳥海山は活発な火山であり、今後も活動を続ける可能性のある要注意火山です。

写真の露頭の十六羅漢は、海禅寺二十一代住職の寛海和尚が、海難で命を失った漁師諸霊の供養と海上安全を祈るため1864年（元治元年）に発願し、1868年（明治元年）に完成したものと伝えられています。堅い溶岩に彫られ、完成から100年少しの時間しかたっていませんが、日本海の荒波をかぶるためか、もう不明瞭になっているところもあります。

文献

- 伴 雅雄・林信太郎・高岡宣雄（2001）東北日本弧、鳥海火山の K-Ar 年代一連続的に活動した 3 個の成層火山－。火山, 46, 317-333.
- 林信太郎（1984）鳥海火山の地質。岩鉱, 79, 249-265.
- 中野 俊・土谷信之（1992）鳥海山及び吹浦地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 138p.



5万分の1地質図「鳥海山及び吹浦」(中野・土屋, 1992)の一部に加筆。II b1が吹浦溶岩。II a2, 4, 6, II b3, 10, III a1などは、鳥海火山の溶岩・火砕流などの噴出物。sdは、砂丘堆積物。

児童が作成した地図をもとに完成した「釧路石炭マップ」のご紹介

七山 太(産総研 地質情報研究部門)

北海道東部の中核都市である釧路市は、昭和の高度成長期には“炭砒の街”として栄え、人口も20万人を超えていたことが知られています。市立城山小学校は釧路市街地の高台に位置する歴史ある学校であり、旧太平洋炭砒の資料が収められている太平洋炭砒資料室が校内にあります。しかし、これまでは教員はもちろん、児童がこの資料室を活用する機会はほとんどなかったそうです。それは、「すでに石炭は過去のもの」という暗いイメージが根底にあり、釧路コールマインが日本で唯一坑内掘りを続けている炭鉱という認識を持っている市民すらも余り多くは無いのが実情だそうです。

平成23年度釧路市立城山小学校3年1組29名の児童は、釜泡陽子教諭の指導の下、約半年かけて、釧路コールマイン他炭鉱に関わる関係者に直接取材したり、地図を調べるなどして、釧路の炭鉱の歴史・現在の炭鉱の様子を学習しました。そして、第21回「私たちの身のまわりの環

境地図作品展」(環境地図教育研究会主催)に出品しようと、模造紙サイズの「釧路石炭マップ」を作成しました(第1図)。担任の釜泡教諭は、“子ども達の思いをもっと多く人に伝えたい。”と考え、(財)日本地図センター「平成23年度研究活動等支援」による資金を活用し、北海道地図(株)竹田貴治氏によるデザイン、釧路市立博物館の石川孝織学芸員の監修を得て、2012年(平成24年)春に、A3版(三つ折り)、両面カラーの「釧路石炭マップ」として完成させました(第2図)。さらに、くしろ圏広域観光推進コンソーシアム、釧路市内の商店、釧路コールマイン(株)から協力を得て、1万枚を印刷し、市内に無料配布しました。

釧路石炭マップには釧路コールマインや石炭を運ぶ太平洋炭販売輸送(旧釧路臨港鉄道)など現役の施設をはじめ、1856年(安政3年)に函館に入港する外国船に石炭を供給するため、道内で初めて採炭が行われた市内の岩見



第1図 釧路市立城山小学校の3年1組の児童が作成した巨大な釧路石炭マップ。このマップを原図として釧路石炭マップ(第2図)が編纂されました。

浜海岸など歴史的な場所について写真付きで解説されており、私のような地質分野の専門家からみても、見やすく充実した内容となっています。

この地図は釧路市内では観光協会の他、市内の観光案内所、釧路市立博物館、釧路市立図書館、炭砒の喫茶・珈琲坂、クランツ（菓子店）、菓子処くら重、釧路石炭販売などで無償で入手可能です。なお、この紹介記事をご覧になっ

た方に限り、下記の釧路観光協会のホームページのパンフレット請求フォームに、必要事項をご記入の上お申し込みいただければ、先着100名様までお送りできるとのことです。その際、その他の連絡欄に「GSJ地質ニュース見ました。釧路石炭マップ入手希望します。」とご記入下さい。
<http://www.kushiro-kankou.or.jp/kta/flyer.html>

この図は GSJ 地質ニュースへの掲載に限りて使用許諾を受けており、CC-BY の対象外です。
 © Hokkaido-Chizu Co.,Ltd. © Takaori Ishikawa

第 2 図 釧路市街地で配付されている釧路石炭マップ。
 大変見やすく内容も充実しており、観光マップとしても利用価値が高い。

地質標本館における「中学生職場体験学習」実施報告

宮内 渉・利光誠一・下川浩一・及川輝樹・芝原暁彦・青木正博・酒井 彰・須藤 茂・中島 隆（産総研 地質標本館）

2012年7月18～19日の2日間、地質標本館において「中学生職場体験学習」を実施しました。今回の職場体験学習は、つくば市立手代木中学校の第2学年生徒が、地域の産業や経済について理解を深めるとともに、将来の職業人・社会人としての在り方について、自ら考えようとする力を育てることなどを目的として行われているものです。

地質標本館では、同校の依頼により生徒2名（男女各1名）を受け入れました。今回の体験学習プログラムは団体見学者への展示解説をメインにし、ほかに地質標本館が行うイベントで使用する教材（ペーパークラフト）の下準備としました。

職場体験学習は9時30分開始とし、初日のはじめに地質標本館業務の概要説明などを行い、その後早速イベント教材の下準備を体験してもらいました。この下準備は単純作業ですが、2名とも懸命に取り組んでいました。午後からは展示解説の要領を説明するとともに、この日（7月18日）地質標本館見学を訪れた栃木県足利高等学校の皆様と同行させていただき、地質標本館職員が展示解説する様子を観察してもらいました。

2日目の体験学習は展示解説です。展示解説は「恐竜コーナー」および「デスモスチルスコーナー」で実施しました。事前のリハーサルを行ったところで本番に臨みました。この日（7月19日）の団体見学者は、つくば市民交流センターの生涯学習の一環として訪れた方々です。団体を2班に分け、各班には地質標本館職員が解説員として付き各展示室各コーナーを見学して回り、「恐竜コーナー」と「デスモスチルスコーナー」にたどり着いたところで解説員を中学生に交代しました。団体の皆様には、職場体験学習で訪れている中学生が解説することにご快諾いただき、生徒2名に展示解説を体験してもらいました（写真1, 2）。中学生の展示解説は団体の皆様にはとても好評でした。

地質標本館では2005年以降、近隣中学校からの依頼を受け職場体験学習を実施してきました。今回は2日間の受け入れということもあり、体験学習プログラムを充実させました。地質標本館での職場体験学習を終えた生徒2名は、展示解説の難しさを実感しながらも、貴重な体験ができたことを感想として伝えてくれました。



写真1 「恐竜コーナー」での展示解説の様子。



写真2 「デスモスチルスコーナー」での展示解説の様子。

野付半島を描く NHK BS プレミアム「新日本風土記 共生の海～道東・野付～」取材対応報告

七山 太（産総研 地質情報研究部門），吉川秀樹（産総研 IBEC センター）

2012年の道東の夏は、昨年より幾分涼しいようである。我々が風蓮湖での科研費調査を行っていた7月26、27日の両日に、NHK BSプレミアム「新日本風土記」で2013年6月頃放送予定「共生の海～道東・野付～」の取材が行われた。“特異な地勢で知られる道東の根室海峡に位置する野付半島と、半島に囲まれた野付湾。そこに集う生き物と、その恵みを分かち合っている人々の営みを様々な視点から描く1時間のドキュメンタリー番組である。”との説明を、事前にNHK札幌放送局番組制作プロデューサーである陸田元一氏から受け、予め準備を行った後、撮影に臨んだ。

この番組における我々に課せられた課題は、日本最大の分岐砂嘴であり、日々変化を続ける野付半島の成り立ちを考察するとともに、道東という大きな見地からの地誌的条件を、地質学・地形学の視点で解説することにある。今回の撮影では風蓮湖の走古丹砂嘴並びに野付半島現地にて、地形発達史の説明を行った。この際、野付半島の分岐砂嘴は、どこから流れて来た砂礫が、いつ頃から、どのような

理由で堆積し、いま何故浸食されて細り始めているのかという、極めて基礎的なことを現地の露頭を見ながらわかりやすく説明した。但し、今回の撮影は北海道遺産に指定されている野付湾で夏期に行われる打瀬船による北海シマエビ漁を優先して行われたため、スケジュールの急な変更もたびたびあったが、現地では撮り直しもなく順調に行われ、両日とも1時間程度で撮影を終えることができた。

ところで、野付半島や風蓮湖周辺を含めた道東では、現在、年に1cmの急激な沈降が進んでいる。このため国土地理院の地形図で湿原として表示されている場所の多くが満潮時には海水が浸入し干潟になってしまっている。この事実はGoogle Earthでサテライトイメージを確認するだけで簡単に確認できる。いまだ動き続ける生きた大地、道東。地質学的にも地形学的にも過去の定期的な地殻運動によって変動し現在もアクティブに動き続けていることは明確であり、今後も道東の皆様と共に推移を見守っていきたいと我々は考えている。



写真1 野付半島の海岸浸食の現状を説明する場面。



写真2 風蓮湖湖畔の走古丹の湿原での掘削調査風景。

地質標本館夏休み体験学習「石をみがいてみよう!!」

大和田 朗・佐藤卓見・平林恵理・青木正博・関口 晃・吉田清香・朝川暢子・利光誠一（産総研 地質標本館）

夏休みが始まって間もなく、地質標本館の夏休みイベントの一つとして「石をみがいてみよう!!」を2012年8月3日（金）に地質標本館1階の多目的室で開催しました。

今年で3回目となるこのイベントは、地質の研究に必要な顕微鏡観察用試料である岩石薄片を作製するために必要

な基本技術の一つである「みがく」をテーマとしたもので、石をみがく体験を通し、薄片作製の技術を子供達にわかり易く知ってもらうことを目的としています。当日の会場は、岩石に興味を持った子供達や付き添いの保護者の方々が賑い、用意された石を時間が過ぎるのを忘れて夢中になって

みがく子供達の姿が印象的でした。

イベント当日は、予約により受付けた午前10名、午後8名、計18名の小学生高学年～中学生が参加しました。みがく石は前回同様、中国産の大理石（石材名：ハニーオニックス）です。参加者は、石をみがく前に大理石のでき方や性質についての説明を聞き知識を深めてから（写真1）、事前に整形された大理石（長径5cm、短径3cm、厚さ1cm）を、市販の紙ヤスリ（耐水ペーパー）でみがく体験に取り組みました。

はじめに、粗い紙ヤスリの#80で石の裏側に赤鉛筆で線引きされた楕円形に合わせて輪郭を整えます。そのあと、石の表面になめらかな丸み（カボション）を付けていきます。参加者は完成した見本をイメージしながら形を整えます。石の形が整ったら紙ヤスリの#180、#320、#800の順で粗いみがき傷が残らないようみがいていきます（写真2）。最終仕上げは#1000となります。作業の途中で、参加者の個々の仕上がり具合を見ながら、紙ヤスリに石を押さえる加減や石に滑らかな丸みを付ける工夫などの指導を行いました。

制限時間の1時間30分で#1000の最終仕上げまで到達した人はわずかでしたが、みがいた作品と紙ヤスリは持ち帰ることができるので、完成しなかった参加者には夏休みの自由研究として自宅で仕上げていただくこととしました。なお、このイベントでは学芸員資格の取得をめざすため地質標本館に技術研修で訪れている博物館実習生3名にサポートとして参加していただきました。この場を借りてお礼申し上げます。

地質標本館地質試料調製グループでは、今回のイベントをはじめとする薄片技術の普及活動を積極的に行っており、7月には産総研一般公開時における「石に光を通す」と題する見学ツアーを今年も開催し、多くの方が薄片作製の現場を見学されました。科学技術開発の最先端を担う産業総合技術研究所の中で、薄片が人間の手技で作られる技術であることを知り感動したという心温まるコメントもいただいております。さらに地質標本館1階ホールには、薄片作製技術の精緻さを感じ取っていただけるように石を身近な形に加工した「石で作った昆虫」を展示しておりますので、多くの方に足を運んでいただけると幸いです。



写真1 石をみがく前に素材の大理石についての事前学習。



写真2 石をみがく作業に熱中する参加者。

GSJ グリーティングカードが出来ました！

2012年のグリーティングカードは、付加地質や地震隆起など、ダイナミックな日本列島の地質史について学ぶことのできる室戸ジオパークを紹介します。高知県東部の室戸半島は、昨年9月に国内5番目の世界ジオパークに認定されました。写真は、加藤碩一フェローと、室戸ジオパークから提供していただきました。また位置図には、地質情報研究部門シームレス地質情報研究グループの協力により、20万分の1日本シームレス地質図を使用させていただきました。

2012 年度日本地質学会論文賞，研究奨励賞を受賞

地質情報研究部門

日本地質学会第119年学術大会（大阪大会）において、地質情報研究部門の内野隆之さんと針金由美子さんが、優れた論文を発表した地質学会員に与えられる日本地質学会論文賞および研究奨励賞をそれぞれ受賞されました。内野さんの受賞では、根田茂^{ねだも}帯付加体中の礫岩の詳細な記載を行い、これまで断片的な情報しかなかった東日本前期石炭紀テクトニクス^{ねだも}の理解を大きく前進させたことが評価されました。この研究成果は、現在執筆中の5万分の1地質図幅「早池峰山^{はやちね}」にも反映されています。針金さんはフィリピン海の背弧海盆であるパレスベラ海盆の古拡大軸から採取された岩石の組織や鉱物化学組成の検討を行い、縁海における海洋底変成・変形作用についての重要なデータの提供と海洋底コア・コンプレックスの成因についての制約条件を与えました。

お二人とも地質図幅の作成，海洋地質・鉱物資源研究において中心的役割を果たしていくと期待しています。

（文責：宮崎一博・池原 研）



受賞のスピーチをする内野隆之さん（上）と針金由美子さん（下）（写真提供：日本地質学会）。

【スケジュール】

12月18日	第11回地圏資源環境研究部門研究成果報告会（秋葉原コンベンションホール，東京）
1月8日～3月31日	地質標本館特別展「地質情報展2012 おおさか再展示」（地質標本館，つくば市）
1月19日～20日	産総研キャラバン（防府市青少年科学館，山口県防府市）
1月22日	第20回GSJシンポジウム「地質学は火山噴火の推移予測にどう貢献するか」（秋葉原ダイビル，東京）
1月28日	第16回日本ジオパーク委員会（経済産業省別館，東京）
2月2日	うしくサイエンスフェスタ2013（牛久市中央生涯学習センター，牛久市）
2月14日	埼玉県震災対策セミナー（埼玉会館，さいたま市）
3月24日～26日	第5回日本地学オリンピック本選（つくば市）

◆ 編集後記 ◆

今月号は，2010年7月に産総研地質調査総合センターとJX日鉱日石開発（株）との共同研究の一環として，釧路地方で行われた地質巡検に基づいてまとめられた「釧路の地質を巡る」特集号です。口絵では，釧路地方の代表的な地質の露頭と釧路コールマイン炭鉱が紹介され，巡検の雰囲気伝わってきます。特集号の記事は，「浜中湾 - 霧多布海岸の白垂系～古第三系根室層群」，「釧路海岸の浦幌層群」，および「白糠丘陵東部を訪ねて」の3編から構成され，巡検の経路にしたがって，東から順に地質の概要と観察地点の地質が露頭写真とともに解説されているので，それぞれの地域の地質についてその年代や岩相がよくわかり，巡検に参加した気分が味わえます。

また，奥山さんの「誕生石の鉱物科学」シリーズでは今月の誕生石であるトルコ石について，その発色の機構が詳しく解説されています。さらに，ニュースレターでは，釧路石炭マップ，中学生職場体験学習，テレビ番組の取材対応，および地質標本館の夏休み体験学習についての報告があり，最後に，内野さんと針金さんの日本地質学会での受賞報告となっております。お楽しみください。（12月号編集担当：下川浩一）

GSJ 地質ニュース編集委員会

委員長 利光誠一
副委員長 金井 豊
委員 北川有一
杉原光彦
中嶋 健
七山 太
森尻理恵
山本浩万
渡辺真人
宮内 涉
デザイン
レイアウト 菅家亜希子

事務局

独立行政法人 産業技術総合研究所
地質標本館

TEL : 029-861-3754

E-mail : g-news-ml@aist.go.jp

<http://www.gsj.jp/publications/gcn/index.html>

GSJ 地質ニュース 第1巻 第12号
平成24年12月15日 発行

独立行政法人 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
つくば中央第7

本誌掲載記事の無断転載を禁じます。

印刷所 前田印刷株式会社

GSJ Chishitsu News Editorial Board

Chief Editor: Seiichi Toshimitsu
Deputy Chief Editor: Yutaka Kanai
Editors: Yuichi Kitagawa
Mituhiko Sugihara
Takeshi Nakajima
Futoshi Nanayama
Rie Morijiri
Hirokazu Yamamoto
Mahito Watanabe
Wataru Miyauchi
Design &
Layout Akiko Kanke

Secretariat

National Institute of Advanced Industrial
Science and Technology
Geological Survey of Japan
Geological Museum
Tel : +81-29-861-3754
E-mail : g-news-ml@aist.go.jp

GSJ Chishitsu News Vol.1 No.12
Dec 15, 2012

National Institute of Advanced Industrial
Science and Technology

Geological Survey of Japan

AIST Tsukuba Central 7, 1-1, Higashi 1-chome
Tsukuba, Ibaraki 305-8567 Japan

All rights reserved

Maeda Printing Co., Ltd

