

総合地質

General Geology

Vol. 6 No. 1

総説

北海道の文化と石材，特に小樽市とその周辺地域を中心とした文化地質学的検討：松田義章
 A case study on the relation between culture and building stones in Hokkaido, especially culture-geological investigations in the Otaru district: Yoshiaki Matsuda 1-12

論説

三波川変成岩類の上昇：メカニズムとプロセス：君波和雄
 Exhumation of the high P/T Sanbagawa metamorphic rocks: Mechanism and process: Kazuo Kiminami 13-33

北海道登別市のカルルス粘土層の珪藻群集と火山灰組成：嵯峨山 積・井島行夫・荒川昌伸
 Diatom assemblage and volcanic ash composition of the Karurusu Clay Bed in the Noboribetsu, Hokkaido, Japan: Tsumoru Sagayama, Ikuo Izima and Masanobu Arakawa 35-38

西南北海道北部，磯谷地域の新第三紀磯谷層の珪藻生層序：菅原 誠・嵯峨山 積
 Diatom biostratigraphy of the Isoya Formation, Neogene, in Isoya region, northern part of southwestern Hokkaido, Japan: Makoto Sugawara and Tsumoru Sagayama 39-46

北海道倶知安町高砂の法面に現れた古倶知安湖堆積物：井上 隆・関根達夫・岡村 聡・小田桐 亮・嵯峨山 積
 Appearance of the Paleo-Lake Kutchan deposits on the slope of Takasago, Kutchan-cho, Hokkaido, Japan: Takashi Inoue, Tatsuo Sekine, Satoshi Okamura, Ryo Odagiri and Tsumoru Sagayama 47-56

北海道東部然別湖北岸ヤンベツ川下流の後期更新世～完新世の湖沼堆積物と大雪御鉢平カルデラ起源降下火山灰について：岡 孝雄・大西 潤
 Late Pleistocene to Holocene lacustrine deposits and ash fall (Ds-Oh) derived from the Daisetsu-Ohachidaira Caldera around the lower Yanbetsu River, northern coastal area of Lake Shikaribetsu in the eastern Hokkaido: Takao Oka and Jun Ohnishi 57-80

報告・資料

最近の北海道およびその周辺の地震活動 (2018～2021)：高波鐵夫
 Recent seismic activity in and around Hokkaido, Japan (2018-2021): Tetsuo Takanami 81-84

自由投稿

支笏湖南岸「苔の洞門」の洪水史：宮坂省吾
 History of the floods on the southern shore of Lake Shikotsu: Seigo Miyasaka 85-91

論文紹介 93-100

追悼 101

特定非営利活動法人 北海道総合地質学研究センター Hokkaido Research Center of Geology

理事長：宮下純夫 President: Sumio Miyashita

副理事長：嵯峨山 積 Vice President: Tsumoru Sagayama

総合地質 General Geology

編集委員会 Editorial Committee

委員長：宮下純夫 Chief Editor: Sumio Miyashita

副委員長：岡 孝雄 Editor: Takao Oka

委員：君波和雄 Editor: Kazuo Kiminami

委員：松田義章 Editor: Yoshiaki Matsuda

委員：岡村 聡 Editor: Satoshi Okamura

委員：柳下文夫 Editor: Fumio Yagishita

<総説>

北海道の文化と石材，特に小樽市とその周辺地域を中心とした 文化地質学的検討

松田 義章^{1), 2)}

A case study on the relation between culture and building stones in Hokkaido,
especially culture-geological investigations in the Otaru district.

Yoshiaki Matsuda^{1), 2)}

2022年5月1日受付
2022年7月15日受理

- 1) 北海道総合地質学研究センター
Hokkaido Research Center of Geology,
連絡先：047-0152 小樽市新光3丁目18番7号
Address: 3-18-7, Shinkou, Otaru
- 2) 北海道教育大学札幌校
002-8502 札幌市北区あいの里5条3丁目1-5
Hokkaido University of Education, Sapporo Campus
5-3-1-5, Ainosato, Kiraku, Sapporo
- Corresponding author: songtianyizhang5@gmail.com

Keywords: culture-geology, building stones in Hokkaido, stone circle, ancient lithographs, "Sapporo-Nanseki", "Otaru-Nanseki"

地学団体研究会第71回旭川大会で一部を公表

要旨

北海道の文化史において石材との関わりが大きい文化として、縄文後期、続縄文及び近代の文化の3つの文化を取り上げ、文化と石材との関わりについて検討した。北海道における「石の文化」は、縄文文化(後期)に石の文化の象徴であるストーン・サークルが本州東北部のそれとは構造が単純化し小型化するなどの変化をとげて、やがて、「土の文化」としての周堤墓へと変化していく分岐点としての特徴を有する。また、続縄文文化のフゴッペ洞窟等における刻画の、ユーラシア大陸北東部ないし本州の「海人」による外来の文化に対して、土着の続縄文文化がそれを許容するような開かれた文化であった。さらに、近代の札幌と小樽における「札幌軟石」や「小樽軟石」の活用の文化が、官庁舎や石造倉庫等の石造建築物を構成する「石の街」の形成に寄与した。

はじめに

小論のテーマにある「文化地質学」について、鈴木(2016)は、「人類の文化が地質とどのように関わってきたかを研究する分野である。」と定義している。また、仁科ほか(2019)は地質と都市景観を融合したジオツーリズムの実施を提唱している。これらの動向を踏まえて、今回、北海道の文化と地質について、特に石材の活用との関わりを切り口として、文化地質学的に検討しレビューすることを試みた。

問題の所在についての概観

1. 北海道の文化に関するキーワード

北海道の歴史・文化のキーワードと称すべきものとして、以下のものをあげることができる。旧石器文化、石刃族文化、縄文文化、続縄文文化、擦文文化、オホーツク文化、トビニタイ文化、アイヌ文化、中世(館)文化、近世(松前藩)文化、近代(明治維新)以降の開拓使の文化(H. ケプロン、黒田清隆)や、おもにW. クラークの流れをくむ開拓使仮学校-札幌農学校-東北帝国大学農科大学-北海道帝国大学-北海道大学の系譜をもつ



第1図 小樽・忍路環状列石

教育・文化,さらに,「札幌の都市文化と札幌軟石」,「小樽の商業文化と小樽軟石」等,枚挙に暇がない。

本レビューでは,上記の文化地質学的な観点から,文化と石材の関わりについて数例を取り上げて言及する。

2. 北海道文化の特殊性と石材との関わり

北海道の主な歴史と文化の流れについて概観すると,旧石器文化→縄文文化→続縄文文化→擦文文化(オホーツク文化およびトビニタイ文化を含む)→アイヌ文化→中世(館)の文化→近世(松前藩)の文化→近代(明治維新以後)の文化という歴史的変遷を経てきたといえる。このことから,北海道の文化は,それ以南の本州の文化,すなわち,弥生文化→古墳文化→飛鳥文化→奈良(白鳳)文化→平安文化→鎌倉文化→室町文化→江戸文化の各文化とは,一部に交流があったにせよ,これらの文化が部分的に欠けていると見ることができる(田端ほか,2000)。また,アイヌ文化と本州の和人の文化の流れをくむ中世(館)の文化や近世(松前藩)の文化とは,並立しており,これらとは交流や対立を繰り返しつつ断続的に近代(明治維新)以降になって,アイヌ文化は,一方的に明治政府及びその主導する和人文文化に組み入れられることになった。なお,藤本(1988,2009)は北海道の文化について,日本列島の三つの文化(北の文化・中の文化・南の文化)のうち,「北の文化」と称すべき独自性をもつことを指摘している。これら上記の北海道の文化について,特に石材との関わりについて通覧し検討すると,特に石材との関わりが強い文化は,とりわけ,旧石器文化,縄文後期の文化,続縄文文化および近代以降の文化という四つの文化であることが特筆される。すなわち,旧石器文化については,白滝産や赤井川産などの旧石器～縄文の黒曜石文化がある。縄文後期の文化においては,巨石建造物の文化としての環状列石(ストーン・サークル),すなわち,小樽・忍



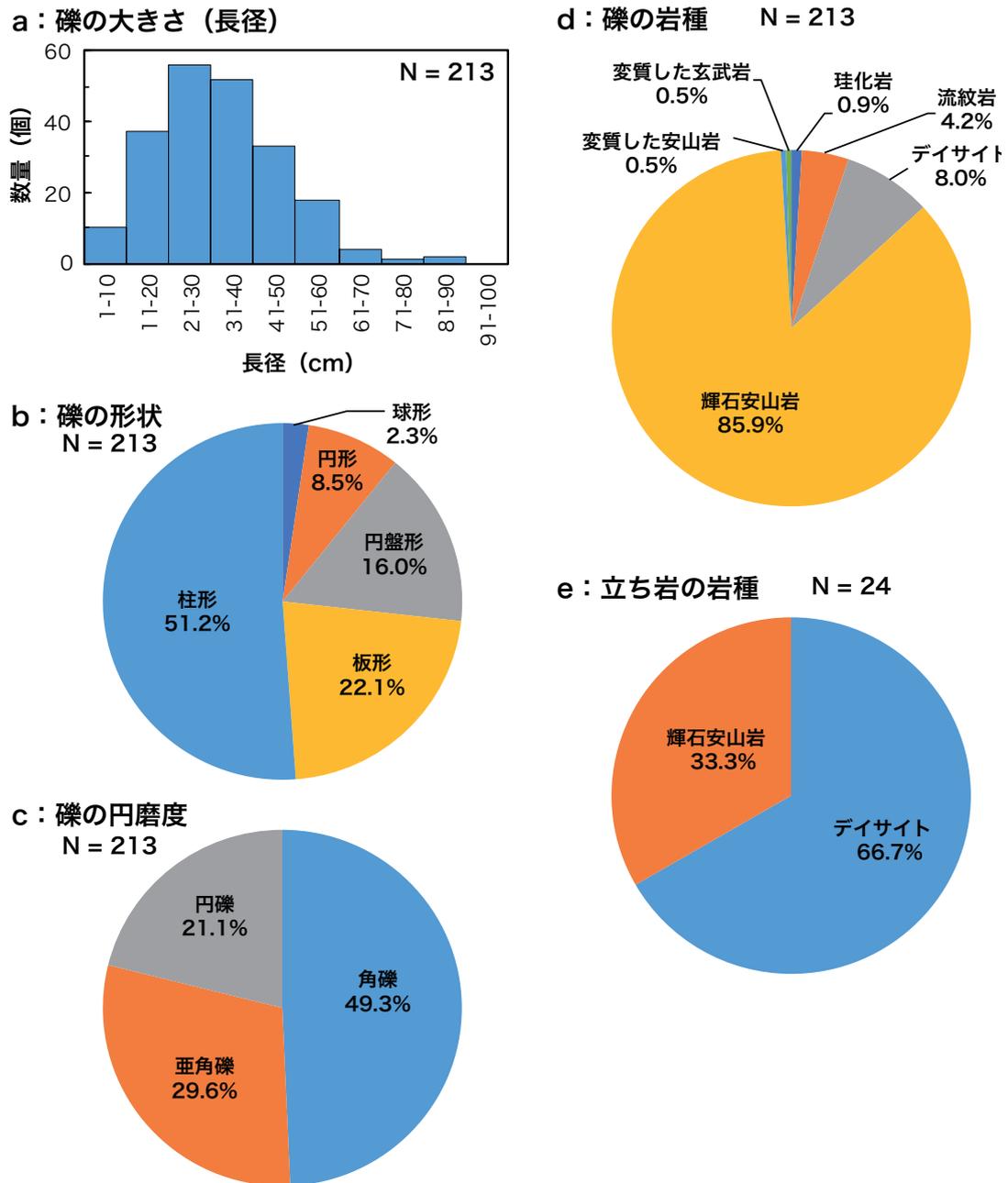
第2図 余市・西崎山環状列石. a: 全景, b: 立ち岩.

路環状列石(第1図),地鎮山環状列石,余市・西崎山環状列石(第2図),森・鷲ノ木環状列石,深川・音江環状列石等の配石遺構における石材の活用がある。また,続縄文文化においては,洞穴遺跡内の岩壁を活用した刻面の遺跡(小樽・手宮洞窟および余市・フゴッペ洞窟)が特徴的なものとして挙げられる。さらには,近代文化という時代的には大きな隔りがあるが,近代建築における北海道産の石材の活用,開拓使や北海道庁の施策に関わる文化として象徴的な「札幌軟石の文化」と,明治期～昭和初期に北海道の商業の中心地として繁栄した小樽の「小樽軟石の文化」を挙げることができる(北海道教育委員会,1978)。

北海道の古代文化と石材の関わり

1. 縄文文化と石材の関わり

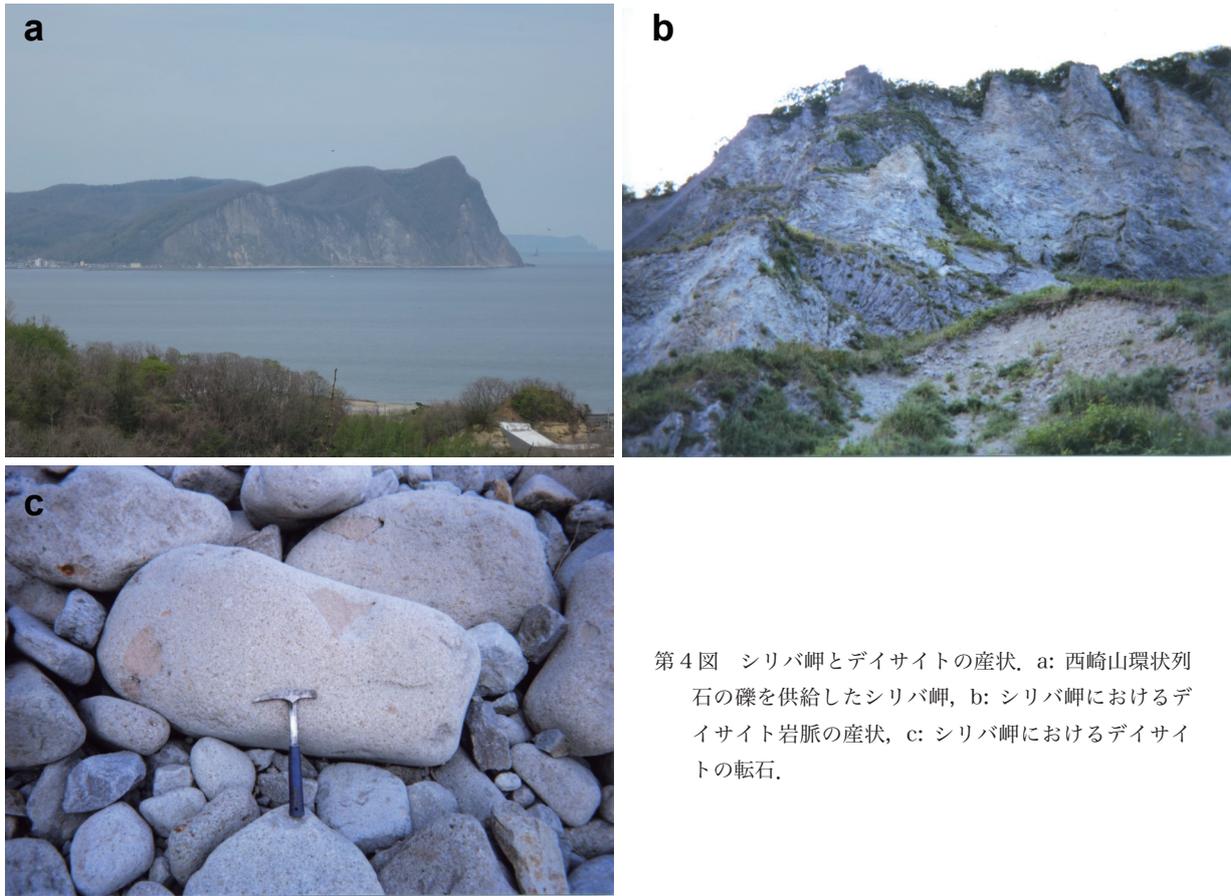
縄文時代の後期から晩期(約4,000年前～3,500年前)にかけて葬送の儀礼や様式に大きな変化が見られるとされる。すなわち,地表面を平坦にし,岩石,溝,土手などで一定の範囲を区画した中に集団墓地をつくる風習で,環状列石(ストーン・サークル)や,北海道だけに見られる周堤墓(環状土離)などが造成された。集団



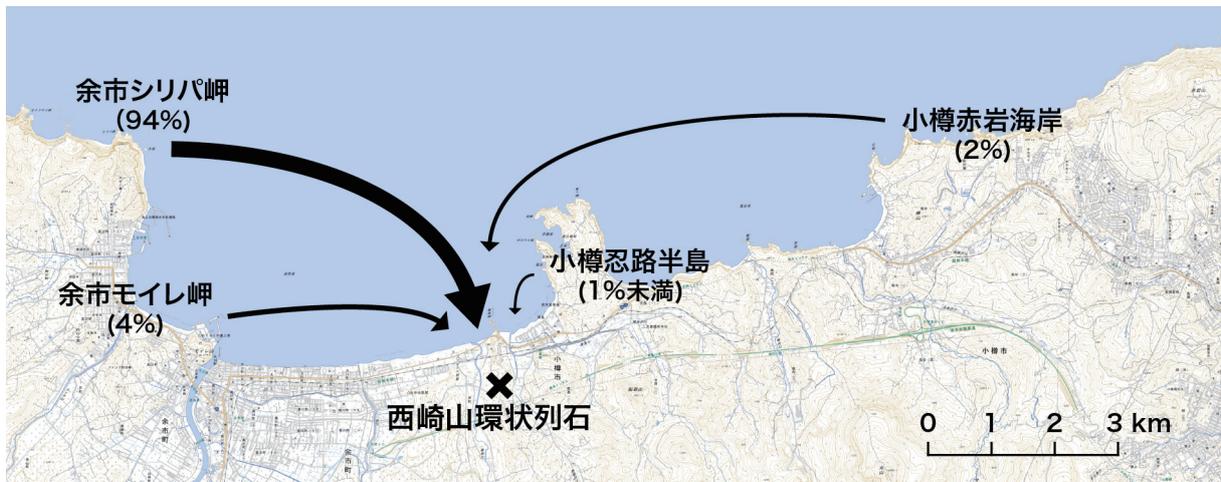
第3図 余市・西崎山環状列石を構成する礫の記載データ。a: 礫の長径, b: 礫の形状, c: 礫の円磨度, d: 礫の岩種, e: 立ち岩の岩種。

墓地の造成の意味について、藤本（1988）は、縄文中期から後期にかけての世界的な気候変動（寒冷化）、定住化の促進、身内意識の確立等を指摘している。環状列石は、日本では中部～関東地方、東北地方～北海道の南部及び道央部等、日本列島の北半分の地域に分布している。北海道の環状列石（ストーン・サークル）としては、森町・鷺ノ木環状列石、小樽・忍路環状列石（第1図）、深川・音江環状列石（いずれも国指定史跡）、小樽・地鎮山環状列石、余市・西崎山環状列石（第2図）、（いずれも北海道指定史跡）等が知られている。なお、これらの北海道の環状列石の造成年代は、出土した土器の様

式等の年代から縄文時代後期（約4,000年前）であろうと推定されている。これらの環状列石のうち、特に筆者が調査・研究に関わった、小樽・忍路環状列石、地鎮山環状列石および余市・西崎山環状列石の配石遺構に用いられている石材について検討した。小樽・忍路環状列石は、既に江戸末期に和人によって発見され、1886（明治19）年に渡瀬荘三郎により東京人類学会に報告されている（渡瀬，1886）。なお、この環状列石は、1956（昭和31）年に国指定史跡となっている。この遺跡は、長径（南北）33 m、短径（東西）22 mの楕円形の配石遺構であり、高さ1 m前後の大きさの柱状のデイサイト



第4図 シリバ岬とデイサイトの産状, a: 西崎山環状列石の礫を供給したシリバ岬, b: シリバ岬におけるデイサイト岩脈の産状, c: シリバ岬におけるデイサイトの転石.

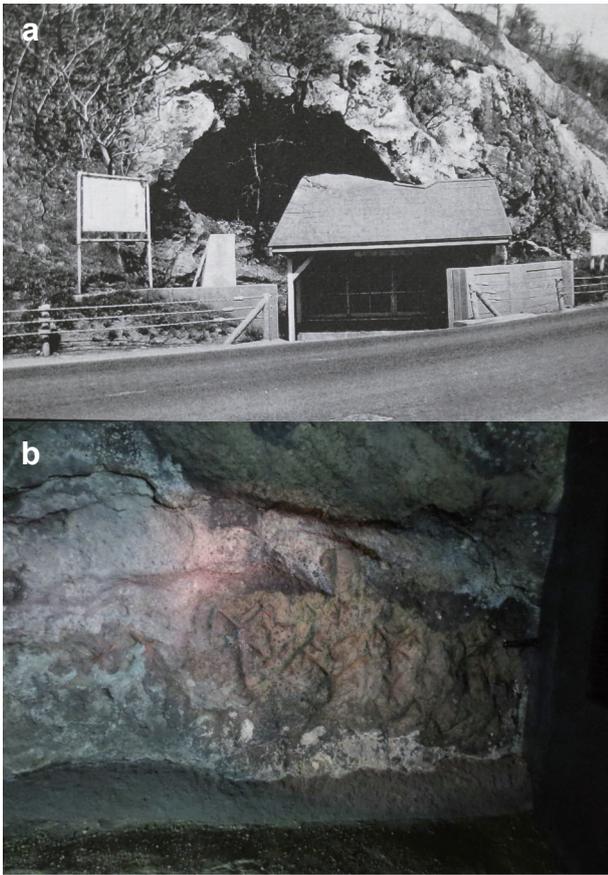


第5図 西崎山環状列石を構成する礫の由来.

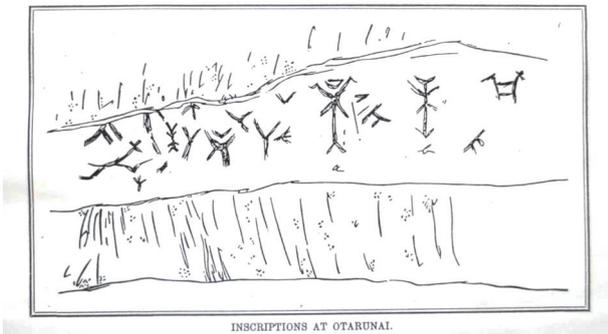
が列立している (駒井, 1959) (第1図) .

忍路環状列石の周辺地域では, 配石遺構が多く分布し, 地鎮山環状列石 (長径 10 m, 短径 8 m) や, 西崎山環状列石 (長径 17 m, 短径 12 m) など, 半径 4 km 圏内に約 100 基の配石遺構が確認されている. 1999 (平成 11) 年にも地鎮山付近で新たに 9 基の環状列石が発見されるなど, 北海道西南部北部の小樽市西部から余市町東部地域は, 北海道南部の森町・鷲ノ木遺跡の環状列石群とともに, 国内最大級の環状列石の密集地帯である. これらの分布する地域に居住した縄文人は, 「聖的な空

間」として, 忍路, 地鎮山, 西崎山の環状列石を特別なものとして, 畏怖や鎮魂の念を抱いて生活していたものと推測される. これらの環状列石 (配石遺構) を構成する岩石 (石材) について, 忍路環状列石のものについては, 元秋田大学の加納ほか (1987) によって, 余市シリバ岬に由来するものであることが既に指摘されている. また, 松田ほか (2009) は, 余市・西崎山環状列石を構成する岩石 213 個について記載岩石学的な検討を加え, (第3図 a~e), 併せて, 半径 20 km 圏内の周辺地域の地質調査 (各種岩石の分布調査等) を行って, これら



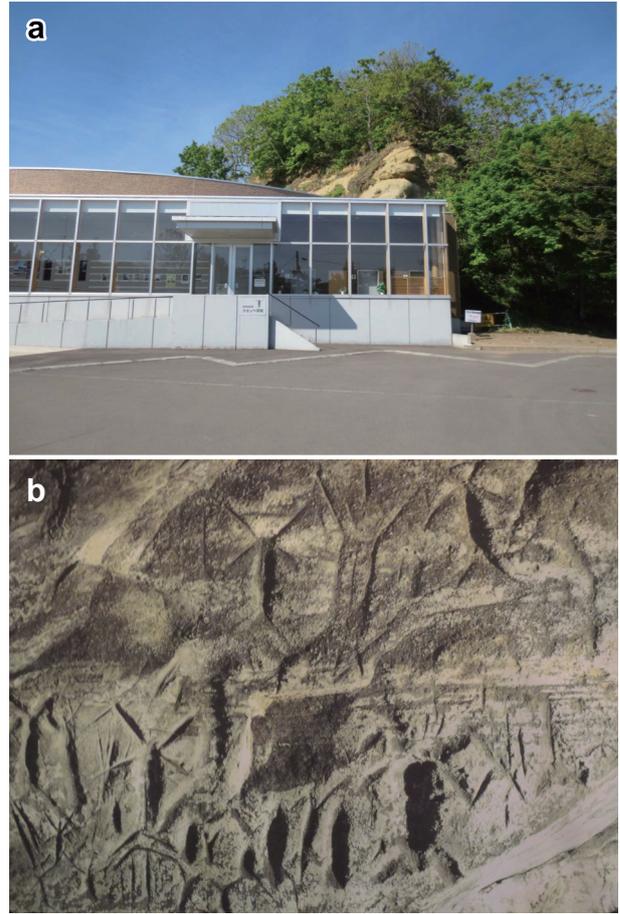
c Inscriptions at Otarunai
 (from "NOTES ON STONE IMPLEMENTS FROM OTARU AND HAKODATE, WITH A FEW GENERAL REMARKS ON THE PREHISTORIC REMAINS OF JAPAN." BY JOHN MILNE.)



第6図 手宮洞窟. a: 国指定史跡・手宮洞窟の外観(昭和初期, 小樽市教育課, 1950). b: 手宮洞窟内の刻画. c: 手宮洞窟内の刻画のジョン・ミルンによるスケッチ(小樽市教育委員会, 1997).

の岩石の「立ち岩」のうち, 約67%が余市シリバ岬の海岸に特徴的に産する, 暗色包有物(ゼノリス)を含む特徴的なデイスaitoであることを明らかにした(第3図e, 第4図).

これらの岩石(岩種)の検討結果から, 213個の岩石のほとんどのもの(約94%)を本遺跡から, 西方に約8km離れた余市シリバ岬から調達し本遺跡まで運搬してきたものであると推定した(第5図). その他, ごく僅かではあるが, より近隣である余市モイレ岬の岩石(流



第7図 フゴッペ洞窟. a: 国指定史跡・フゴッペ洞窟の外観. b: フゴッペ洞窟内の刻画(余市町教育委員会提供).

理構造を有する流紋岩)や, 小樽市の赤岩海岸の岩石(珪化岩)も調達してきた可能性がある(第5図).

2 続縄文文化と石材の関わり

続縄文時代(約1,600~1,500年前)には, 日本列島及び北海道内でも他には見られない, 「洞穴において, その壁面に刻画の認められる」特異な遺跡が二つ存在する. それらは, 小樽・「手宮洞窟」(第6図)および余市・「フゴッペ洞窟」(第7図)の刻画遺跡である.

「手宮洞窟」の刻画遺跡の発見は古く, 江戸末期, 1866(慶応2)年に, 相模国小田原(現在の神奈川県小田原市)の石工, 長兵衛がニシン漁場の倉庫建築用の石材を探索中に発見した. この遺跡は明治期に至って, 1878(明治11)年に榎本武揚が模写し, 東京大学に報告した. その報告を知った工部大学校(現在の東京大学工学部の前身の大学)のお雇い外国人教師で地質学や鉱山学を講じていたイギリス人のジョン・ミルンは同年, この遺跡を訪れて調査に着手し, その成果を1879(明治12)年にアジア協会において報告した(第6図c), (小樽市教育委員会, 1997). なお, 手宮洞窟遺跡は1921(大正10)年に国の史跡に指定されている. なお, 同年



第8図 手宮洞窟およびフゴッペ洞窟周辺の地質。a: 手宮洞窟周辺の地質の産状, b: フゴッペ洞窟周辺の地質の産状。

(1921年)に関場不二彦によって、「地質技師・白野夏雲の部下による戯(偽)作説」が発表されて、その真偽についての論争が続き、その論争には地元の小樽の郷土史家である五十嵐鐵による偽作説に対する詳細な反論が発表されたものの、論争は1937(昭和12)年頃まで続いたが、その真偽に対する決着はつかないままであった(小樽市教育課, 1950)。しかし、1950(昭和25)年8月に余市のフゴッペ海岸に海水浴に来ていた札幌市の中学生によって偶然にフゴッペ洞窟が発見され、さらに同年(1950年)、当時の北海道学芸大学の河野広道によって、その洞窟の中の岩壁に刻画が発見された(第7図b)、(峰山・掛川, 1983)。これらの経緯を経て、北海道大学の名取武光を中心として北海道大学と札幌南高等学校郷土研究部員が中心となって本格的な調査が行われた。なお、余市フゴッペ洞窟内の岩壁に印された刻画が手宮洞窟の刻画と酷似するものであったため、手宮洞窟の偽作説は消滅し、これらの両洞窟の刻画遺跡の学術的(考古学的)な価値は高まった。なお、余市フゴッペ洞窟遺跡は、1952～1953年と1971年に本格的な発掘調査が行われた結果、洞窟は幅6m、高さ5m、奥行き7mの広さを持ち、洞窟の内壁には縄文文化期(約1,500

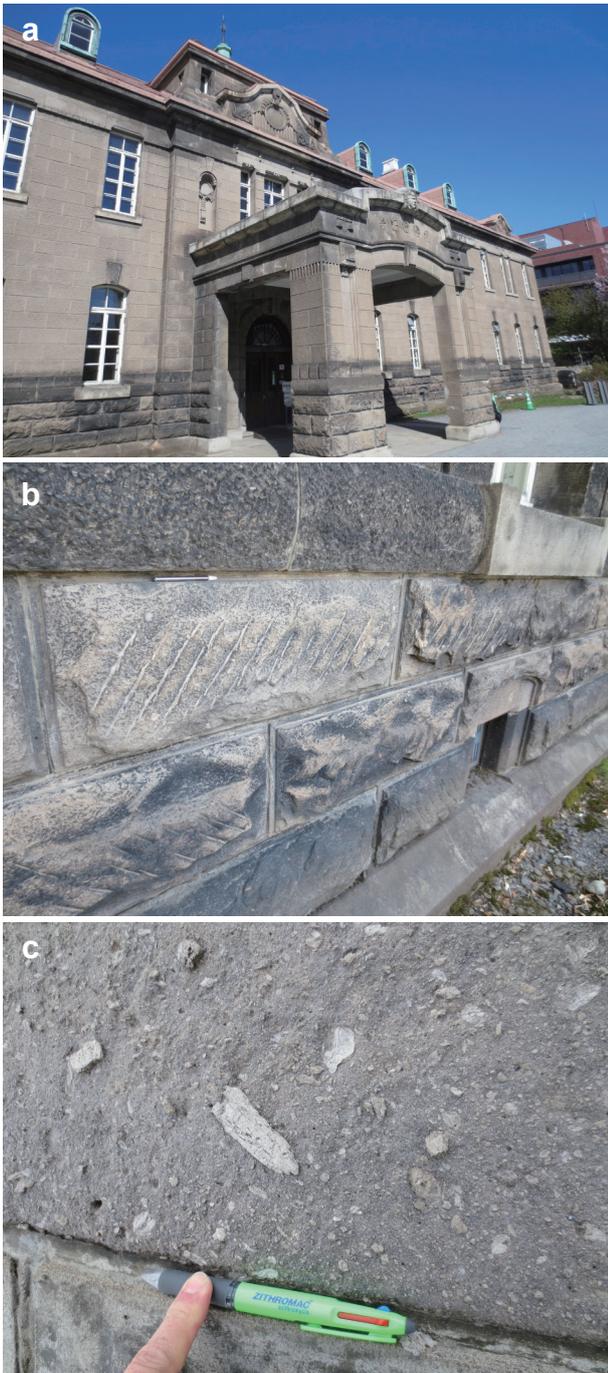


第9図 札幌軟石(右)と小樽軟石(左)の比較。ボーリングコアの断面(直径5cm)。

年～1,600年前)のものと推定される刻画が約200個以上も認められることが明らかになった(フゴッペ洞窟調査団・名取武光, 1969)。それらは、翼をもつ人物(シャーマン)、角を付けた人物、四本指の人物、動物、魚、舟等をかたどったものであった(第7図b)。フゴッペ洞窟遺跡は、1953(昭和28)年に国の史跡に指定されている。上記のように洞窟内の内壁に刻画が印された遺跡は、国内においては、この小樽・手宮洞窟遺跡と余市・フゴッペ洞窟遺跡の二例しか知られていない。しかし、同様な刻画の文化はユーラシア大陸北東部のアムール川流域やウスリー川流域、さらに、バイカル湖周辺などの岩壁等に刻画遺跡が数多く存在する(峰山・掛川, 1983)。これらのことから、手宮洞窟とフゴッペ洞窟における刻画の文化は、北方ユーラシア大陸北東部の狩猟民族文化との関連が指摘されており(峰山・掛川, 1983)、これらはともに呪術・シャーマニズム文化の影響が顕著であると指摘されている(小川, 2003)。なお、最近の知見として、この刻画の文化は、ユーラシア北東部由来の民族によるものではなく、日本列島の「海人」によるものであるという指摘がある(瀬川, 2017)。ちなみに、松田(1991, 1995)によれば、手宮洞窟およびフゴッペ洞窟とその周辺の地質は、いずれも新第三紀の中新世～鮮新世の火山礫凝灰岩～軽石凝灰岩～砂質凝灰岩～凝灰質砂岩等の広義の「凝灰岩」からなり(第8図)、これらの軟質な岩石の露頭(洞窟の内壁)にいくつもの象徴的な刻画が印されたものである。(第6図, 第7図)

北海道の近代文化と石材との関わり

1. 北海道の近代(明治期以降)の文化に関わる石材について



第10図 札幌市資料館(旧札幌控訴院)と札幌軟石. a: 札幌軟石の活用例としての札幌市資料館(旧札幌控訴院), 1926(大正15)年に建造され, 現在は国の指定重要文化財. b: 石材として用いられている札幌軟石. c: 石材としての札幌軟石の産状(溶結した繊維状の軽石を特徴的に含んでいるのが観察される).

1869(明治2)年に, 北海道に開拓使が設置され, これによって北海道の文化の急速な近代化が推し進められた. 開拓使は都市建設の基本施策として, 都市の不燃化, すなわち, 建築物における石材の活用を推奨した(北海道, 1971). この施策に関わって, 近代建築物の石材として活用されたのが, いわゆる「札幌軟石」という, 約4万年前に破局的な噴火をした支笏火山に由来する



第11図 小樽市における小樽運河と石造倉庫群

「溶結凝灰岩」である(第10図b, c). なお, 近代(明治~大正~昭和初期)において近代的建築用の石材として, 北海道産の石材として主に活用されたものとして, 松田(2011a)は以下のものを挙げている. 【凝灰岩類】札幌軟石(第9図), 平岸石, 小樽軟石(第9図), 桃内軟石, 忍路石, 島松石, 登別軟石, 登別中硬石, 函館軟石, 函館中硬石, 富良野軟石, 美瑛軟石, 美幌軟石等. 【安山岩類】札幌硬石, 藤野沢石, 穴沢石, 小樽石, 塩谷石, 岩内石, 室蘭石, 静狩石, 函館石, 駒ヶ岳石, 留萌石, 紋別石, 網走石, 北見石および北見鉄平石等. この他, ごく僅かな活用であるが, 花崗岩類, 粘板岩, 大理石, 蛇紋岩, 緑色片岩, 緑色岩等も活用された.

2. 札幌における近代の開拓文化・官制都市の文化と札幌軟石

札幌の都市形成における建築物の不燃化, すなわち, 石材の活用という需要の要望に応えるために, 札幌の周辺地域において石材の探索や開発が試みられた. これらの要望に応えるべく, 札幌軟石は, 一説に1871(明治4)年, 開拓使の依頼によって北海道内の鉱産物調査を行っていたアメリカ人のお雇い外国人(鉱山技師兼鉱山士長)のトマス・アンチセルおよび土木技師のA.G. ワーフィールドによって発見されたとされている. しかし, 松田(2011b)は, 当時の「開拓使日誌」, 「開拓使事業報告」, 「ホレス・ケプロン報文」, 「ケプロン日誌」等の開拓使関連の文書にその記載はないため, その確証はなく, 現在その発見の経緯については諸説があることを指摘している. しかし, いずれにしても, 開拓使およびその後の北海道庁による官主導の開拓文化と, 札幌市の都市建設に関わる「札幌軟石」活用の文化は重要な意味をもっている. ちなみに, 現在, 札幌市内において北海道産の石材を多く活用して建築した代表的な建築物として現存するものとして, 札幌市資料館(旧札幌控訴院)



第12図 小樽軟石の活用例としての旧日本郵船株式会社小樽支店（国指定重要文化財）と石材としての小樽軟石の産状. a: 小樽軟石の活用例:旧日本郵船株式会社小樽支店（国指定重要文化財）. 1904（明治37）年に着工し1906（明治39）年に竣工した、明治時代の洋風石造建築を代表する建造物の1つで工部大学校（現東京大学工学部）第1期生の佐立七次郎が設計した. b: 石材としての小樽軟石（軽石凝灰岩）の産状. 石材業者はこのような小樽軟石を「玉目」と称している. c: 石材としての小樽軟石（ラミナの発達した砂質凝灰岩）の産状. 石材業者はこのような小樽軟石を「縞目」と称している. d: 石材としての小樽軟石の産状（玉目と縞目の石材が程よく組み合わされて美観を呈している）.

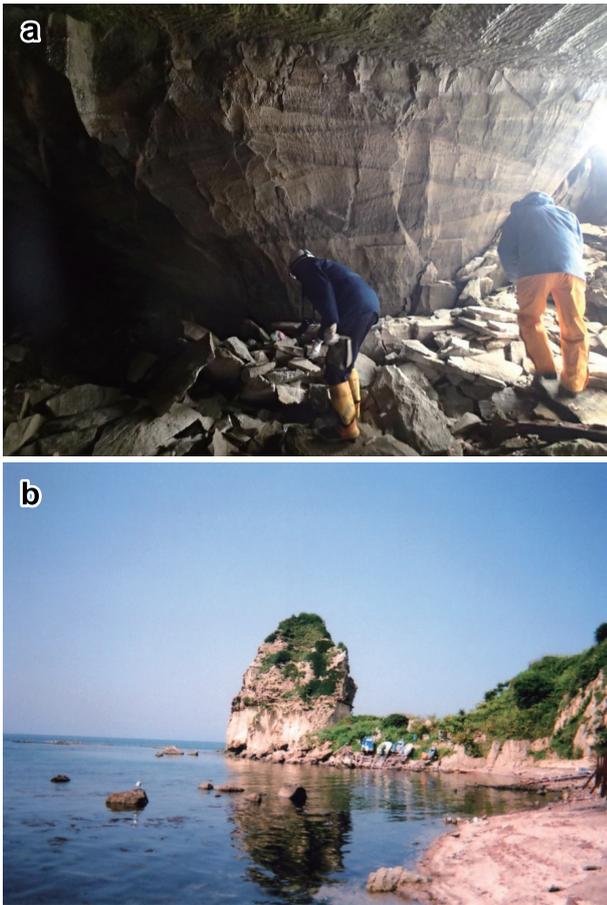
がある（第10図a）が、この建造物には、北海道産の石材として、札幌軟石の他、札幌硬石や登別中硬石が活用されている（地質調査所編，1956；鈴木，2009）。

上記の旧札幌控訴院の建築物をはじめとして、札幌市内および小樽市などの近隣都市の多くの近代建築物の石材として、「札幌軟石」が採掘され活用されて、これが都市文化の発展に大きく寄与したことは論を待たない。なお、「札幌軟石」は、今から約4万年前に破局的な噴火をして莫大な量の火砕流堆積物を噴出した支笏火山に由来する「溶結凝灰岩」である（第10図b, c）。なお、石材としての特性としては、耐火性が強く、軽く、加工しやすいという特徴をもつ。

3. 小樽の商業文化の発展・衰退と小樽軟石

小樽市は、北海道西南部の北部、石狩湾に面する港湾都市で、かつての北海道の商業都市の中心都市であり、現在は、札幌市や函館市と並ぶ観光都市でもある。ここで小樽の歴史・文化の変遷について概観すると次のようになる。小樽市は北海道としては和人が関わった歴史が

古く、近世の江戸中期から末期にニシン漁で栄えた漁労文化が育まれた集落であったが、近代（明治の近代的開拓期）以降は北海道開拓の物流の拠点都市として商業文化が繁栄したという歴史を有する（渡辺，1974）。江戸時代の後期～明治初期には北前船が出入りし、ニシンを初め、蝦夷地の海産物などが本州に送られ、本州からは北前船を介して主に関西の文化が流入した（例えば、京都の寺社文化等）。明治維新を迎え日露戦争後には樺太との交易が活発化し、また、北海道の中央部で産出される石炭が、日本で三番目に開通したという鉄道を經由して運搬・集積し、これらの積み出し港として賑わった。このうち、江戸後期～明治初期のニシン漁労文化と関わって既に石造倉庫の石材の探索や採掘が行われ、これらの営みの副産物として上記の「手宮洞窟」発見の経緯があることも興味深い。さらに、明治期以降の物流の活性化と、これに伴う商業文化の発達は石造倉庫の建築を促し、この需要に対応して「小樽軟石」の探索・採掘・活用を促進した。さらに、この都市の活況を背景に、



第13図 小樽軟石の採掘地. a: 石材としての小樽軟石の旧採掘地(奥沢). b: 石材としての小樽軟石の旧採掘地(桃内, 桃岩).

小樽湾の沖合の海を埋め立てて造成されたのが、現在の小樽観光のシンボルとなっている「小樽運河」である(第11図). 小樽運河造成の着工は1914(大正3)年であり、竣工は1923(大正12)年であるが、この小樽運河の造成に伴って、運河周辺には石造倉庫群が軒を並べて建設され、この時期の前後(大正期～昭和20年代)までが、小樽の商業都市としての繁栄を象徴するものとなった。これらの石造倉庫群や、旧日本郵船(株)小樽支店などの、いわゆる(近代の)歴史的建造物の石材として用いられたのが、主に「小樽軟石」(第12図)や「札幌軟石」等であった(地質調査所編, 1956; 鈴木, 2009).

「小樽軟石」の特徴とその形成に関わる地質学的な背景

「小樽軟石」は、上記「札幌軟石」が第四紀更新世の約4万年前の支笏火山の破局的噴火に伴う莫大な量の火砕流堆積物の溶結した部分からなる(陸上火山噴出物としての)「溶結凝灰岩」であるのに対して、主として新第三紀後期中新世～鮮新世始め(10 Ma～5 Ma)の水中火山噴出物(火山礫凝灰岩～軽石凝灰岩)及び火山性二次堆積岩(砂質凝灰岩)である。すなわち、「小樽軟石」

は、それを形成した新第三紀の海底火山の噴火様式の多様性を反映して多様な産状を呈する。なお、石材としての特性は、耐火性が強く、軟質で加工しやすいという性質を有するが、水中火砕岩であるということから、産状の水平的・垂直的な変化が著しく、同質の石材を大量に供給することが難しい。しかし、小樽市やその近郊地域から容易に調達しやすかった(第13図)ということや、その石材としての外観の意匠が変化に富み、美しいということもあって、「小樽軟石」は、小樽市およびその周辺地域において、石材として重宝され、さかんに活用された。

このことはまた、小樽という地域の地質を反映したものである。すなわち、小樽の地質は、下位より約12 Ma以前の変質したデイサイトからなる小樽内川層、約12 Ma～11 Maの流紋岩質のハイアロクラスタイトを主体とする茅柴層^{かやしぼ}、10 Ma～9 Maの変質したデイサイト及び珪化岩によって構成される赤岩層と10 Ma～6 Maの玄武岩～安山岩質の水中溶岩(枕状溶岩)およびハイアロクラスタイトからなる忍路層^{おしよろ}、6 Ma～5 Ma前後の火山性二次堆積岩を主体とする塩谷層^{しおや}、およびこれらを覆う5 Ma～4 Maの輝石安山岩質の陸上性の溶岩(平坦面溶岩)によって構成されている(山岸ほか1997; Matsuda & Yamagishi, 1997)。このうち、「小樽軟石」は忍路層上部および塩谷層を構成する岩石であり、水中火山噴出物、特に水中火砕流堆積物である火山礫凝灰岩、軽石凝灰岩、および砂質凝灰岩と火山性二次堆積岩、特に凝灰質砂岩である(第14図)。このように「小樽軟石」は「札幌軟石」と比べて実に多様な岩相を呈するので、「小樽軟石」の様々な岩相を観察し、この岩相と水中火山活動の営みを関連付けて検討すると、かつて存在した海底火山のモデル(第15図, White, et. al., 2003)の一部を検討することも可能である。

このため、「小樽軟石」は、地質学的、岩石学的、堆積学的、そして、火山学的に多様な検討課題(例えば、その詳細な噴火様式や火山砕屑岩としての正確な分布範囲や堆積過程などがよくわかっていない等)を残しており、今後の研究の進展が期待される。

まとめと考察

1. 縄文文化と石材との関わり

縄文文化の後期に造成された北海道の環状列石は、渡瀬(1886)によって、忍路環状列石が日本で最も早く発見され、東京人類学会に報告されたものであるという学史的に意義あるものではあるが、その後、戦前期に北東北の秋田県の大湯環状列石が発見され、さらに、その



第 14 図 小樽の地質を象徴する水中火山岩類の産状 (小樽市・忍路海岸兜岬の水中火砕岩を貫く給源岩脈)

後、同じく秋田県の伊勢堂岱遺跡など、近年、より大型で複雑な構造を有する環状列石が発見され報告されていることから、むしろ北東北の環状列石の方が本流であるという見解がある (秋元, 2005)。この見解に従えば、北海道の環状列石は、本州の北東北の環状列石の文化の影響を受けたものであるととらえることができる。一方、森町・鷲ノ木遺跡の環状列石 (約 4,000 年前) は、直径が約 35 m と、規模は東北地方のそれと劣らないが、北海道独自の様相も認められる。すなわち、転石は、約 1 km 離れた桂川の河口に見られる円磨された安山岩などの巨礫で構成されている。また、環状列石の周囲に墓が配置され、東北地方の大湯環状列石など、周囲に掘立柱の建物が建てられた様式とは異なっており、当時の北海道が東北地方とは異なる社会性を有していたと考えられている (高橋, 2021)。また、忍路環状列石は、1922 (大正 11) 年の皇太子行啓に備えて、急遽、無造作に復元されたもので、現状の形態はその原型を留めているものではないということを考慮しても、なお、北海道の環状列石は、その構成や構造が本州のものと比べて、単純化され、小規模化するなどの多様化の傾向をたどり、さらに、千歳市のキウス周堤墓のような「石」を用いずに「土」を用いた「周堤墓」という墓地系遺構へと質的転換を図る分岐点に位置付けられるものととらえることができる。また、小樽の忍路環状列石や、余市の西崎山環状列石のように、縄文人が遺構を造成しようとする土地の近隣の露頭から環状列石に用いる岩石を無作為に、利便性を重視して調達してきたのではなく、特にある特定のこだわりを持って、はるばる余市シリバ岬の岩石を採石・運搬してきたこと理由は不明であるが、元余市町教育委員会の乾 芳宏 (未公表) は、小高い丘の上であって、周囲の眺望もよい西崎山環状列石のある位置に立つと、

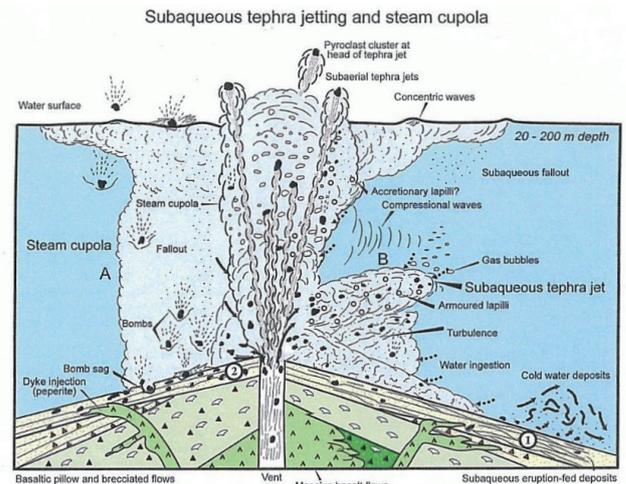


Plate 4. A model for shallow-water, small-volume, Surtseyan-type eruptions with continuous uprush conditions (A) and individual tephra jets (B). (1) lapilli tuff; subaqueous eruption-fed density current deposits. (2) lapilli tuff breccia; ballistically emplaced pyroclasts forming impact structures under a steam cupola. Diagram not to scale.

第 15 図 小樽軟石の形成に関わる海底火山の噴火モデルの一例 (White, et al., 2003)

ちょうど夏至の日に余市シリバ岬の先端部に太陽が日没することを指摘している。いずれにしても、縄文人は、太陽信仰や特定の祭祀儀礼に基づくような、かなりのこだわりを持って余市シリバ岬の岩石を特定し、これらを、環状列石を構成する重要な意味を持つ岩石として暗色包有物を含むデイサイトを選定して採石し、活用したものと推定される。なお、同様な例は、秋田県の大湯環状列石を構成する石英閃緑岩にも見られ (秋元, 2005; 斉藤編, 1953)、ともに、縄文人の石への強いこだわりを伺い知ることができる興味深い事例である。

2 続縄文文化と石材との関わり

先に、続縄文文化と石材との関わり例として、小樽の手宮洞窟と余市のフゴッペ洞窟内に見られる刻画について取り上げ、これが、日本列島では北海道以外には見られない希少な事例であると指摘した。これらの刻画は、ユーラシア大陸北東部のアムール川流域等、さらに、バイカル湖周辺などに数多く存在することが既に報告されている (峰山・掛川, 1983)。これらのことから、手宮洞窟とフゴッペ洞窟における軟質な岩壁を用いた刻画の文化は、北方、ユーラシア大陸北東部の狩猟民族文化、すなわち、呪術、シャーマニズム文化との関連が既に指摘されている (小川, 2003)。一方、最近の知見として、瀬川 (2017) は、余市・大川遺跡の発掘調査の成果 (余市町教育委員会編, 2000) を踏まえて、「本州からの和人の海人」が余市まで来ていたという分析や考察をもとに、本州の横穴式石室や横穴墓の装飾古墳の絵画とフゴッペ洞窟のモチーフとの類似性について具体的に図柄の比較を行って指摘している。これらのことから、いずれにしても、これらの軟質な岩壁における刻画の文化は、

北海道という風土に根ざした固有の文化ではなく、明らかに、北海道外からの異質な文化が流入してきたものである。しかし、このことは、換言すれば、縄文時代における北海道の当時の固有の住民は、この刻画を残した人々がどこから来たのかについては諸説異論があるものの、少数の特別な外来者(特別な人種?)に刻画を残すことを容認しており、縄文文化は、ある意味で開かれた、寛容な文化であった。このことからすれば、縄文文化は、当時の本州における大和民族(和人)の、侵略的ともいえる排他的な、閉じた文化(田端ほか, 2000)とは異なる文化であったということができよう。

3 北海道の近代文化と石材との関わり

北海道の近代化は、本州と同様に、明治維新による政治・経済体制の急激な変化に象徴されるが、特に北海道においては、開拓使の設置により、本州のそれと比べても、比較的短期間に近代化が行われた(北海道, 1971)。古来、明治以前の日本の文化が、明治期以降も、木造建築を主体とする「木の文化」であるのに対して、明治期以降の北海道の文化は、開拓使及びその後設置された北海道庁によって、石造(または、煉瓦づくり)の近代建築に象徴されるような都市全体の不燃化を意図した「石の文化」であった。そして、この石の文化を支えたのが、石材としての「札幌軟石」(溶結凝灰岩)であった。札幌の文化が政治を主導する官庁中心の、官制文化・都市文化であったのに対して、小樽の近代文化は、かつて、「北海道の心臓」とも呼ばれ、北海道の経済や流通の中心地としての「商業文化」であり、このための流通を支える、鉄道、港湾、運河、そして石造倉庫というように、この都市を構成する中心の文化は、「石造建築物に象徴される文化」でもあった(渡辺, 1974, 1979)。なお、小樽が「石の街」と呼ばれる(観光資源保護財団編, 1979)所以は、この石造建築物が、いわゆる「蔵」としての石造倉庫(木骨石造建築物)のみの利用ではなく、広く、事務所や商店の店舗、住宅の一部に至るまで「石材」が使用されていることによる。それが、石の文化の元祖であり象徴ともいえる景観を有するヨーロッパの諸都市の街並みに近い、石造りの歴史的建造物の多い景観を有するからである。この小樽の「石の文化」を支えたのが、小樽市内やその近郊で採取された、いわゆる「小樽軟石」と、「札幌軟石」であった。なお、「札幌軟石」は岩相が単調であるのに対して、「小樽軟石」(軽石凝灰岩や砂質凝灰岩等の水中火砕岩や火山性二次堆積岩)は、その岩相や岩質の変化が多様であり、また、多様な模様をもつものであるために、美しい景観を構成する石造建造物の意匠として重宝され広く活用されたもの

である。

以上、「北海道の文化」と「石材とその活用」との関わりについて、いくつかの具体的な事例を紹介し、レビューしてきたが、「石材」を通して北海道の文化の特性の一側面をとらえていただければ幸いである。

謝 辞

北海道総合地質学研究センターの加藤孝幸博士には、査読をいただき、多くの建設的なコメントを賜った。それによって本総説の内容は大きく改善された。また、北海道総合地質学研究センター理事長・編集委員長の宮下純夫博士には、小論の構成をはじめ細部にわたって有益な助言をいただいた。元北海道総合地質学研究センター理事の故山岸宏光博士には、小樽の地質と水中火山岩の分類について有益な助言をいただいた。ここに記して深く感謝申し上げる。

文 献

- 秋元信夫, 2005, 石にこめられた縄文人の祈り-大湯環状列石。シリーズ・遺跡を学ぶ017, 新泉社, 93p.
- 地質調査所編, 1956, 土木建築材料。日本鉱産誌, B VII, 東京地学協会, 315p.
- フゴッペ洞窟調査団・名取武光, 1969, フゴッペ洞窟。ニューサイエンス社, 212p.
- 藤本 強, 1988, もう二つの日本文化。東京大学出版会, 129p.
- 藤本 強, 2009, 日本列島の三つの文化。同成社, 186p.
- 北海道, 1971, 新北海道史。第三巻 通説二, 北海道, 1000p.
- 北海道教育委員会, 1978, 北海道の文化財。北海道新聞社, 302p.
- 加納 博・早川寛志・石川俊夫, 1987, 忍路環状列石の考古岩石学。郷土の科学, 98, 13-22.
- 観光資源保護財団編, 1979, 小樽運河と石造倉庫群。日本ナショナルトラスト, 149p.
- 駒井和愛, 1959, 音江-北海道環状列石の研究-。慶友社, 135p.
- 松田義章, 1991, 国指定史跡・手宮洞窟周辺地域の地形・地質。史跡・手宮洞窟, 40-49, 小樽市教育委員会。
- 松田義章, 1995, 国指定史跡・手宮洞窟を中心とする小樽北部地域の地理的・地質的環境。国指定史跡・手宮洞窟保存修理事業報告書, 1-29, 小樽市。
- 松田義章, 2011a, 建材としての溶結凝灰岩およびその他の北海道の石材。わが街の文化遺産・札幌軟石, 28-30, 北海道大学総合博物館。
- 松田義章, 2011b, 札幌軟石発見及び採掘の濫觴に関わる諸問題。わが街の文化遺産・札幌軟石, 33-34。北海道大

学総合博物館.

Matsuda, Y. and Yamagishi, H., 1997, The K-Ar dating of the volcanic rocks from the Otaru City area and the significance. *Rept. Geol. Surv. Hokkaido*, **68**, 103-111.

松田義章・北海道札幌稲北高等学校自然科学部地学班, 2009, 北海道指定史跡・余市西崎山環状列石を構成する岩石とその由来について. 日本地質学会北海道支部 2009年度・講演要旨, 7.

峰山 巖・掛川源一郎, 1983, 謎の刻画・フゴッペ洞窟. 六興出版, 169p.

仁科健二・松田義章・松枝大治・竹内勝治・大鐘卓哉・菅原慶郎・高見雅三・北嶋 徹, 2019, 小樽の地質と石材. 地質学雑誌, **125**, 387-402.

小川 勝, 2003, フゴッペ洞窟・岩面刻画の総合的研究. 中央公論美術出版, 285p.

小樽市教育委員会, 1997, 手宮洞窟シンポジウム記録集. 小樽の文化財・別冊, 小樽市教育委員会, 153p.

小樽市教育課, 1950, 史蹟手宮洞窟古代文字. 小樽市, 67p

斉藤忠編, 1953, 大湯町環状列石, 文化財保護委員会, 280p.

瀬川拓郎, 2017, 縄文の思想. 講談社現代新書, 講談社,

266p.

鈴木寿志, 2016, 特集「文化地質学」. 月刊・地球, 号外 66, 5-7.

鈴木淑夫, 2009, 石材の事典. 朝倉書店, 380p.

田端 宏・桑原真人・船津 功・関口 昭, 2000, 北海道の歴史. 山川出版社, 376p.

高橋 毅, 2021, 森町鷲ノ木遺跡のストーン・サークル. 北海道の縄文文化 ところと暮らし, 亜璃西社, 186-189.

渡瀬荘三郎, 1886, 北海道後志国に存する環状石籬の遺跡. 東京人類学会報告, 2, 30-33.

渡辺悌之助, 1974, 小樽文化史. 小樽市, 354p.

渡辺悌之助, 1979, 小樽運河史. 小樽市, 210p.

White, J.D.L, Smellie, J.L. and Clague, D.A. ed., 2003, Explosive subaqueous volcanism. *Geophys. Monogr. Amer. Geophys. Union*, **140**, 379p.

山岸宏光・松田義章・嵯峨山積・濱田誠一・秋田藤夫・広田知保, 1997, 小樽市の地質環境. 小樽市, 58p.

余市町教育委員会編, 2000, 大川遺跡における考古学的調査 I. 余市町教育委員会, 468p.

Abstract

There are four types of historical artifact and relic of different ages deeply related to stone in Hokkaido: stone tools made from obsidian in the Palaeolithic era, stone circles in the Late Jomon period, lithographs in the Sequel Jomon period, and buildings made of "Sapporo-Nanseki" and "Otaru-Nanseki" in modern age (from the Meiji period to the Early Showa period). Here, I focus on cultural significances of the following historical artifacts related to stone: "Oshoro stone circle" in the Otaru district and "Nishizaki-yama stone circle" in the Yoichi district of the Late Jomon period, "Ancient lithographs of Temiya cave" and "Fugoppe cave" of the Sequel Jomon period, and welded tuff called "Sapporo-Nanseki" and subaqueous pyroclastic rocks, made of lappili tuff, pumice tuff, and tuffaceous sand stone called "Otaru-Nanseki" used as building stones in modern age. The investigations reveal that the culture related to stone in Hokkaido from the Palaeolithic era to the modern age was different considerably from that of the main island of Japan and there existed specific culture affected by local geology in Hokkaido.

三波川変成岩類の上昇：メカニズムとプロセス

君波和雄¹⁾

Exhumation of the high P/T Sanbagawa metamorphic rocks: Mechanism and process

*Kazuo Kiminami*¹⁾

要旨

三波川変成岩類の上昇メカニズム・プロセスは十分に明らかになっていない。本論では、変成岩類の原岩の堆積年代、三波川変成帯から北部秩父帯の地質構造に基づき、三波川変成岩類上昇メカニズムを検討する。三波川変成岩類の上昇シナリオは、以下のように推定される。1) 三波川変成帯は四万十帯北帯の深部相であり、北部秩父帯は三波川変成帯の上載層をなす。2) 三波川変成帯緑泥石帯は、四万十帯北帯のKS-IIからおもに構成され、少量のKS-Iを含む。3) KS-IIの主要堆積期であるカンパニアン期-前期マーストリヒチアン期に多量の陸源碎屑物が海溝に集積し、付加体深部で多量の底付けが行われた。4) KS-IIの底付けによって三波川変成帯から北部秩父帯の構成岩石が上昇した。KS-IとKS-IIは、初生的にほぼ水平に底付けした。底付けの進行によって焼山寺アンチフォームが形成され、その南翼を構成する三波川変成帯のKS-IとKS-IIおよび北部秩父帯が南傾斜、南フェーシングになった。5) 展張場となった三波川変成帯の北側と南側には白亜紀末-前期暁新世に正断層が形成され、上載層が除去された。

2022年5月05日受付
2022年6月22日受理

1) 北海道総合地質学研究センター

Hokkaido Research Center of Geology,
連絡先：753-0851 山口市黒川 807-3

Address: 807-3, Kurokawa, Yamaguchi 753-0851, Japan

Corresponding author: kimi@c-able.ne.jp

Keywords: Sanbagawa metamorphic belt, exhumation, Mikabu greenstones, Chichibu belt, Shimanto belt, underplating

はじめに

本論では、Platt (1986) や Platt・Wallis (1991) に従い、地球の表面が上がることを隆起 (uplift)、地下の岩体が地球の表面に近づくことを上昇 (exhumation) と表現する。高圧変成岩類の上昇メカニズムとプロセスは、これまでに多方面から研究されてきた (例えば、Platt, 1986; Ring and Brandon, 2008; Konstantinovskaya and Malavieille, 2011; Graveleau et al., 2012; 丸山

ほか, 2004; Ruh, 2020)。Platt (1986) によれば、地下深くにあった変成岩の上昇メカニズムには、外からの力による“押し出し”、浮力による浮き上がり、付加体中の上向きの流れ、付加体の伸張などがあり、さらに変成岩の上にあった岩石 (overburden, 上載層) が地表の削剥により取り除かれることも必要である。また、Ring and Brandon (2008) は、沈み込み帯における上昇の要因として正断層、垂直的なダクスタイル薄化、およ

び浸食をあげている。個々の沈み込み帯における高圧変成岩の上昇メカニズムは、Platt (1986) および Ring and Brandon (2008) によって指摘されたこれらの要因の一つまたは複数に由来しているのだろう。

三波川変成帯 (Fig. 1) は、九州から関東地方まで線状に分布し、地質構造や変成作用、放射年代、構造層序などに関する多数の研究がこれまでに行われている。三波川変成帯は、プレートの収束域で深部に沈み込んだ海洋地殻や海洋底堆積物、海溝堆積物などを原岩とする変成付加体と考えられている (例えば、Banno et al., 1978; Isozaki and Itaya, 1990; Kiminami et al., 1999; Okamoto et al., 2000)。三波川変成岩類の温度-圧力 (-時間) 経路に関しては、これまでに多くの議論 (例えば、Banno and Sakai, 1989; Takasu and Dallmeyer, 1990; Shinjoe and Tagami, 1994) がある。しかし、上昇メカニズムに関する言及は少ない。磯崎 (1988) や Shinjoe and Tagami (1994) は、後期白亜紀における海溝堆積物の大量付加が三波川変成岩類の上昇に関与した可能性を示唆している。磯崎・丸山 (1991) や Hara et al. (1992), Isozaki (1996) は、後期白亜紀におけるクラ-太平洋海嶺の沈み込みが三波川変成帯の上昇に関与したと推定した。Wallis (1998) は、浮力に駆動された大歩危ナップの貫入が別子ナップの上昇に重要な役割を演じていた可能性を指摘している。

一方、Maruyama et al. (1996) および丸山ほか (2004) は、世界の衝突型および太平洋型の造山帯の (超) 高圧型変成岩に関して、上昇時の加水の重要性、温度・圧力履歴や変成年代、変成岩の上限と下限の構造的特性などに着目し、新たな上昇モデルを提案した。Maruyama et al. (1996) および丸山ほか (2004) は、三波川変成岩類の上昇に関して、海嶺沈み込みに伴うスラブの低角化によってウェッジの一部が薄い板状に絞り出されると考えた。しかし、阿部ほか (2001) は、関東地方の三波川変成岩類の剪断センスから、絞り出しモデルを否定している。丸山ほか (2004) の三波川変成岩類の上昇メカニズムは、低変成度 (緑泥石帯) の大歩危ユニットを三波川変成帯から除外しており、より高変成度の変成岩類を念頭においている。

本論では、三波川変成帯に最も広く分布する低変成度 (緑泥石帯) の変成岩類に焦点を絞り、四国東部の三波川変成帯、御荷鉾緑色岩類、北部秩父帯、黒瀬川帯の地質構造、形成年代、上昇年代、削剥年代などから変成岩類の上昇のメカニズムとプロセスを考察する。

地 質

ここでは領家帯から四万十帯北帯にかけての地質の概略および三波川変成帯から四万十帯北帯にかけての付加体の形成年代を説明し、付加年代の空間的な変化傾向に関しても言及する。

1. 領家帯

領家帯は、中央構造線に沿ってその北側に分布する (Fig. 1)。高温型の領家変成岩類と花こう岩からなり、後期白亜紀の和泉層群に不整合に覆われる。領家変成岩は、チャートや泥質岩などを原岩とする片岩や片麻岩からなる。Suzuki and Adachi (1998) は、山口県の柳井地域および愛知県の設楽を主とする地域の片麻岩に含まれるモナザイトの CHIME 年代として、102–98 Ma を報告した。また、柳井地域と設楽地域の深成岩類の CHIME 年代として、それぞれ 95–85 Ma と 95–68 Ma を報告している。そして、東側の設楽地域でより後まで深成活動が続いていたことを指摘した。一方、Takatsuka et al. (2018) は、愛知県の設楽地域で変成岩類および深成岩類のジルコン U–Pb 年代を検討し、それぞれ 97–89 Ma および 99–69 Ma を得た。この年代は、Suzuki and Adachi (1998) に報告された同地域の領家帯の CHIME 年代と大局的に一致している。

領家帯は、四国から紀伊半島にかけて分布する後期白亜紀の和泉層群によって不整合に覆われる。和泉層群は、西から東に向かって全体的に若くなる。四国西部の同層群の年代は、産出化石から前期-中期カンパニアン期、四国東部ではカンパニアン期最後期-マーストリヒチアン期初期と推定されている (西村, 2016)。Noda and Sato (2018) は、四国西部の和泉層群下部に挟在される凝灰岩から 82.7 Ma (カンパニアン期初期) のジルコン U–Pb 年代を報告した。

2. 三波川変成帯

三波川変成帯は、北側の領家帯と南側の北部秩父帯とに挟まれた高圧低温型の広域変成帯である。北側の境界が中央構造線であることに関してはコンセンサスが得られているが、南側については御荷鉾緑色岩類の帰属に関して議論がある。御荷鉾緑色岩類を三波川変成帯の南縁部の構成要素とする見解 (例えば、岩崎ほか, 1991) が一般的であるが、松岡ほか (1998) や村田・前川 (2009) のように、御荷鉾緑色岩類を北部秩父帯の北縁部の構成要素とする研究者も多い。Suzuki and Ishizuka (1998) も御荷鉾緑色岩類と北部秩父帯の北部とが変成作用の点で共通性が高いとしている。本論では御荷鉾緑色岩類を独立した地質単元として扱う。

三波川変成帯は、四国に典型的に分布し、多くの研究

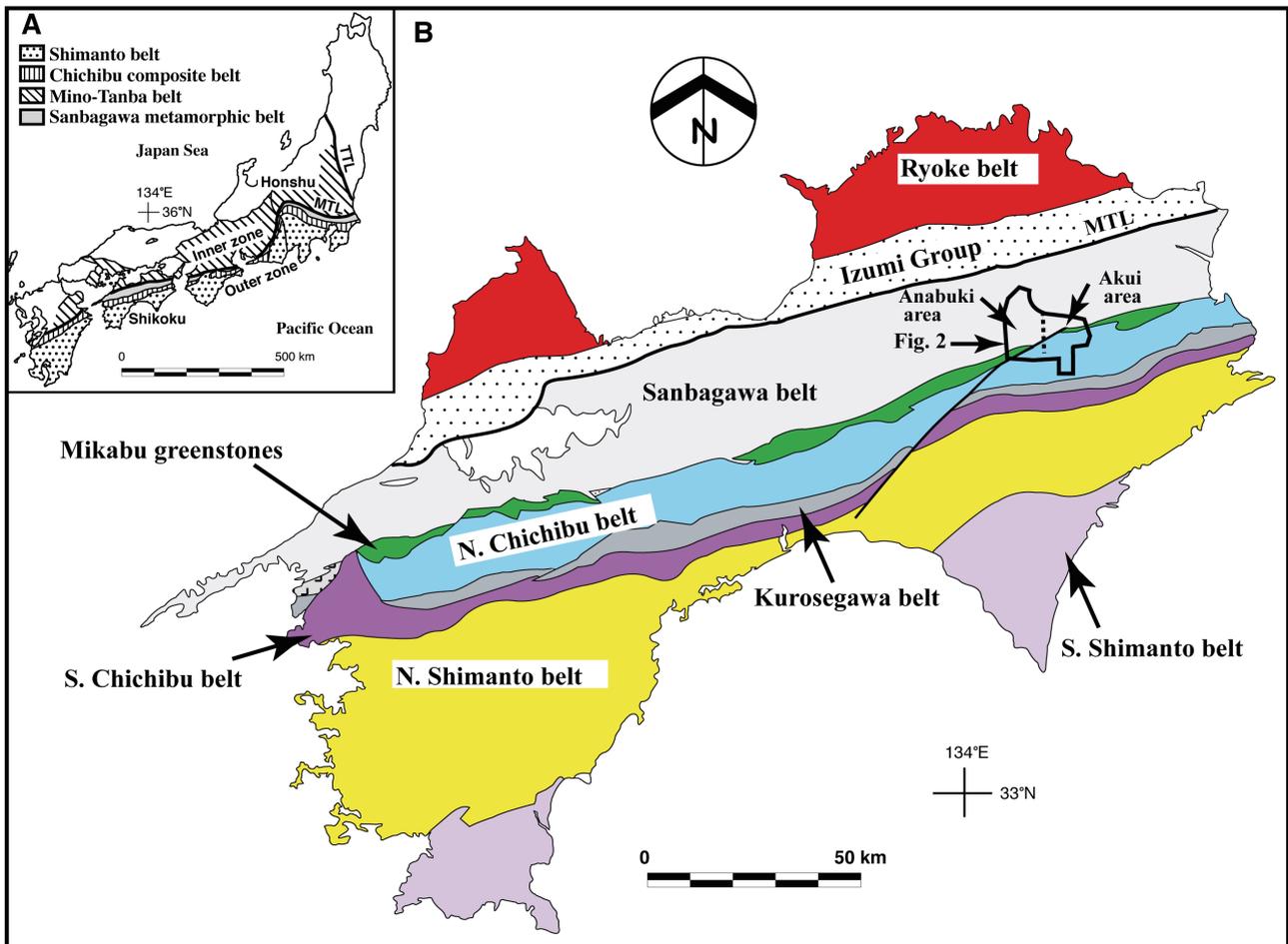


Fig. 1. Jurassic-Paleogene accretionary complexes in Southwest Japan (A), and geotectonic division of Shikoku and locations of mapped areas (Anabuki and Akui areas) (B). TTL: Tanakura Tectonic Line and MTL: Median Tectonic Line.

が行われているので、ここでは四国の三波川変成帯の概要を説明する。四国では原岩層序に基づく区分が古くから行われてきた。小島 (1951) は、吉野川流域の三波川変成帯を下位から大歩危層、川口層、小歩危層、三縄層に区分した。さらに、小島ほか (1956a) は、三縄層の上位に大生院層を設定した。また、剣山研究グループ (1984) は、小島 (1951) の調査地域を下位から川口層、小歩危層、三縄層に区分し、川口層と小歩危層を一部同時異相とした。剣山研究グループ (1984) の小歩危層は、小島 (1951) の大歩危層と小歩危層に相当する。

これらの層序区分は、変成岩の原岩の相違に基づいて、堆積岩の場合と同様に行われている。しかし、三波川変成岩類がナップの積み重なりであることが明らかになり、ナップを単位とした構造層序区分が行われるようになった (例えば、Takasu and Dallmeyer, 1990; Hara et al., 1992)。本論では Takasu and Dallmeyer (1990) による上位の別子ユニット (ナップ) (三縄層と大生院層に相当) と下位の大歩危ユニット (ナップ) (川口層と小歩危層に相当) の名称をおもに用いる。

東野 (1990) は、四国中央部汗見川沿いの三波川変成岩類を泥質片岩の鉱物共生に基づき、低温側から緑泥石帯、ザクロ石帯および黒雲母帯に分帯した。別子ユニットは緑泥石帯、ザクロ石帯および黒雲母帯からなり、大歩危ユニットは緑泥石帯からなる (Ernst et al., 1970)。榎並 (1982) は、黒雲母帯をさらに曹長石-黒雲母帯と灰長石-黒雲母帯に細分した。

三波川変成帯を構成する諸岩石について、Rb-Sr 年代や K-Ar 年代、 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代、U-Pb 年代、FT 年代などがこれまでに多数報告されている。四国中央部の別子ユニットのザクロ石帯～灰曹長石-黒雲母帯の白雲母 K-Ar 年代 (Itaya and Takasugi, 1988) と白雲母 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代 (Takasu and Dallmeyer, 1990) はほぼ一致しており、多くが 85-75 Ma を示す。別子ユニットの緑泥石帯では、Itaya and Takasugi (1988) の白雲母 K-Ar 年代が 80-64 Ma を示すのに対して、Takasu and Dallmeyer (1990) の全岩 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代が 94-85 Ma を示す。大歩危ユニットでは、Itaya and Takasugi (1988) の白雲母 K-Ar 年代が 68-63 Ma を示すの対

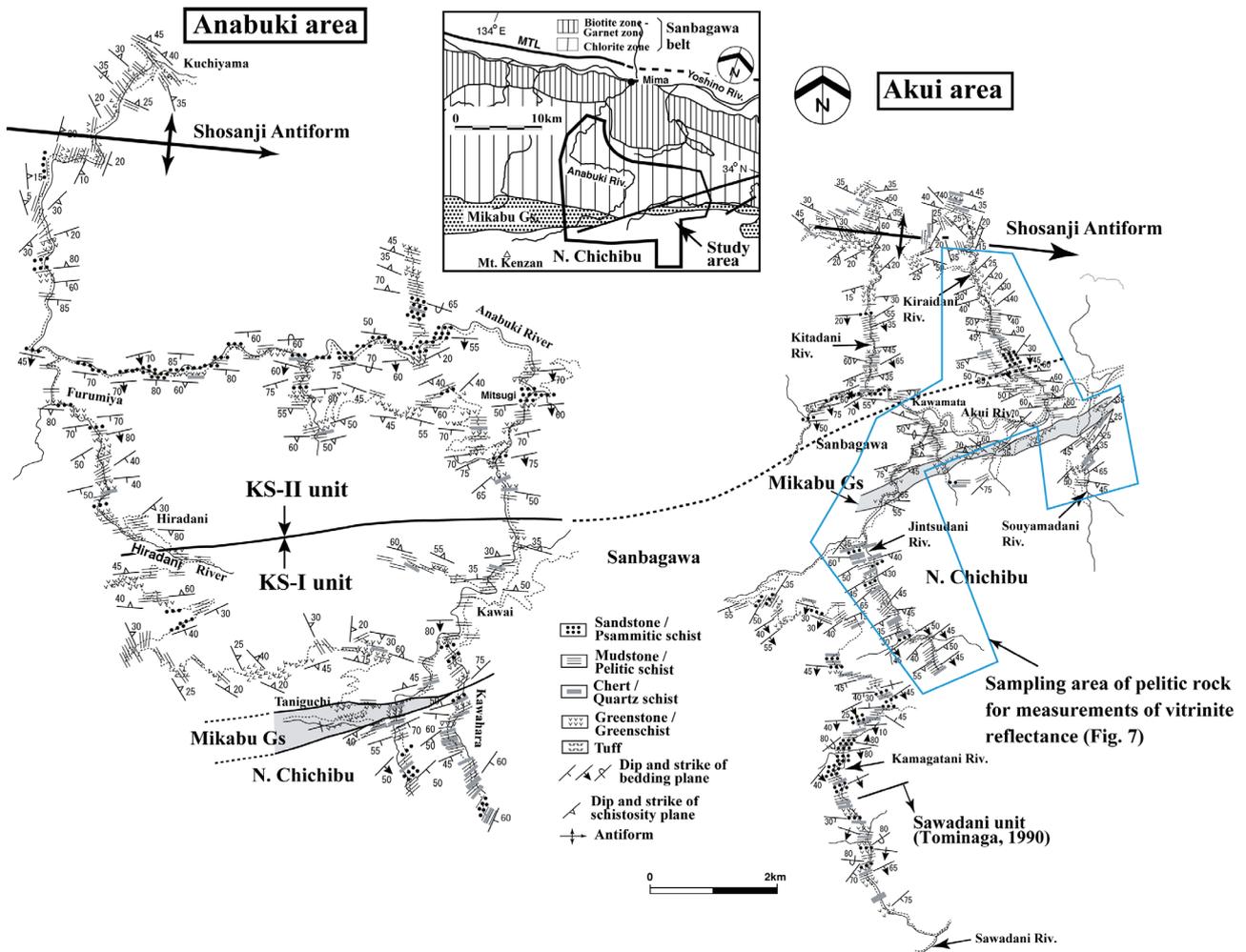


Fig. 2. Geologic map of the Anabuki and Akui areas, eastern Shikoku (modified from Kiminami and Toda, 2007 and Kiminami et al., 2007). See Fig. 1 for the location.

して、Takasu and Dallmeyer (1990) の全岩 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代が 77–70 Ma を示す。緑泥石帯においては白雲母 K–Ar 年代に比べて全岩 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代の方が 20–5 my 程度古い。

以前、三波川変成岩類の原岩層の年代はジュラ紀（すなわち秩父累帯）と推定されていた（例えば、Banno and Sakai, 1989）。これは、三波川変成帯の一部と考えられていた御荷鉾緑色岩類のいくつかの地点から後期ジュラ紀の放散虫化石（岩崎ほか，1984；Faure et al., 1991）が見いだされたことによるのだろう。Kiminami et al. (1999) は、四国中央部の大歩危ユニット中の砂質片岩の全岩化学組成と四国西部・東部の四万十帯北帯の砂岩の全岩化学組成を比較し、大歩危ユニットが四国東部の日和佐ユニット（カンパニアン期–前期マーストリヒチアン期）の深部相であると推定した。石濱・君波 (2000a) および Kiminami and Ishihama (2003) は、四国中央部の三波川変成帯緑泥石帯の砂質・泥質片岩の全岩化学組成と四国東部の四万十帯北帯の砂岩・泥岩の

全岩化学組成を比較し、緑泥石帯の中部・北部が四万十帯の KS-II ユニットに、南部が KS-I ユニットに対比される可能性を示した。さらに、君波・戸田 (2007) は、四国東部の三波川変成帯緑泥石帯（穴吹地域）と四万十帯北帯を同様の手法により比較検討し、三波川変成帯の北部が KS-II に、南部が KS-I に対比されることを示した (Fig. 2)。これらの結果は、四国三波川変成帯の緑泥石帯の多くが四万十帯北帯の深部相であることを示している。

一方、Aoki et al. (2007) や大藤ほか (2010)、Knittel et al. (2014, 2018)、Endo et al. (2018) は、三波川変成帯中の碎屑性ジルコンの U–Pb 年代と既に報告されている K–Ar 年代や $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代に基づき、緑泥石帯の原岩が後期白亜紀であると推定した。大藤ほか (2010) は、ジルコン U–Pb 年代や君波らによる一連の研究結果を考慮して、緑泥石帯を構造的な下部ユニットと構造的な上部ユニットに分け、上部ユニットが四万十帯北帯の北部、下部ユニットが四万十帯

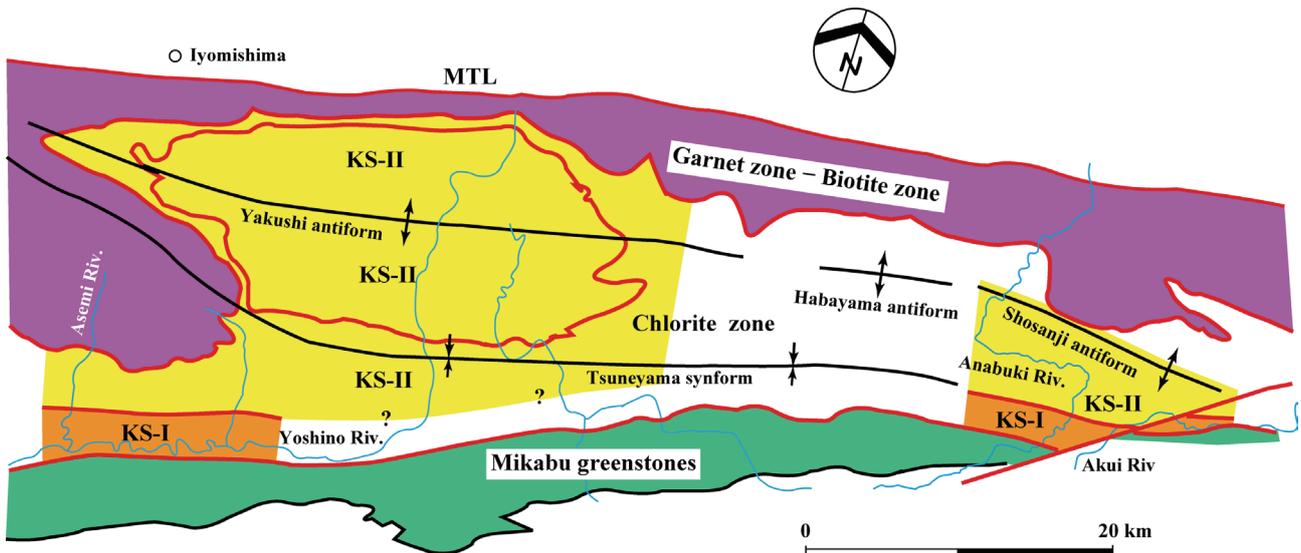


Fig. 3. Geotectonic division of the Sanbagawa belt for central and eastern Shikoku (after Hara et al., 1992) and areal distributions of the metamorphosed KS-I and KS-II units in the Sanbagawa belt.

北帯の南部に対比されるとした。Knittel et al. (2018) は、四国中央部の別子ユニットと大歩危ユニットの碎屑性ジルコンの U-Pb 年代を検討し、三波川変成帯全域が後期白亜紀に形成されたと結論づけた。Endo et al. (2018) や Aoki et al. (2019) による別子ユニットと大歩危ユニットの碎屑性ジルコン U-Pb 年代および既に報告されている K-Ar 年代や $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代も三波川変成帯のほぼ全域が後期白亜紀に形成されたことを示している。四国中央部の池田地域の別子ユニットおよび大歩危ユニットの碎屑性ジルコンの U-Pb 年代と白雲母 K-Ar 年代を検討した Nagata et al. (2019) は、別子ユニットのザクロ石帯の碎屑性ジルコンの最も若い年代が 88.2–77.6 Ma (3 試料)、緑泥石帯の碎屑性ジルコンの最も若い年代が 74.3 Ma、大歩危ユニットの碎屑性ジルコンの最も若い年代が 86.3–71.1 Ma (4 試料) であることを示した。同時に報告された K-Ar 年代を考慮すると、この地域の別子ユニットおよび大歩危ユニットは、K-Ar 年代が白亜紀–古第三紀境界年代よりも若い一部の試料を除いて、後期白亜紀の四万十累層群を原岩としていると推定される。

これらの結果を整理すると、緑泥石帯の南縁部（御荷鉾緑色岩類の北側）の幅 4–2 km 程度は四万十帯の KS-I ユニットの深部相であり、その北側は KS-II ユニットの深部相であると推定される (Fig. 3)。

3. 御荷鉾緑色岩類

三波川変成帯と北部秩父帯との間に断続的に分布し (Fig. 1)、三波川変成岩類とは南に傾斜した断層で接する (榊原, 2016)。ここでは四国の御荷鉾緑色岩類の概要をおもに説明するが、必要に応じて他地域の御荷鉾緑

色岩類についても言及する。ハイアロクラスタイトやはんれい岩、はんれい岩質堆積物、チャート、石灰岩、赤色泥岩などから構成される。御荷鉾緑色岩類は、変成鉱物の組み合わせから、緑泥石帯に属し、三波川変成作用を受けたとされている (Banno and Sakai, 1989)。緑色岩に挟在された変成泥質岩からは、98–96 Ma の全岩 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代が得られている (Dallmeyer et al., 1995)。

四国の御荷鉾緑色岩類の石灰岩から石炭紀およびトリアス紀のコノドントが報告 (須鎗ほか, 1980) されていることから、御荷鉾緑色岩類の付加年代は、トリアス紀以降と考えられる。岩崎ほか (1984) および Faure et al. (1991) は、御荷鉾緑色岩類の最上部を構成する赤色泥岩から後期ジュラ紀の放散虫化石を報告している。関東山地では御荷鉾緑色岩に整合的に重なる西御荷鉾層が知られており、同層も御荷鉾緑色岩類の一部とされている (関東山地団体研究グループ, 2002)。松岡 (1999) は、関東山地団体研究グループ (2002) が西御荷鉾層とした地層から後期ジュラ紀の放散虫化石を報告している。また、Sawada et al. (2019) は、紀伊半島西部の御荷鉾緑色岩類中の変塩基性岩のジルコン U-Pb 年代を測定し、 154.6 ± 1.6 Ma (キンメリジアン期) の年代を得た。以上の事実に基づけば、御荷鉾緑色岩類が付加したのはオックスフォードアン期とチューロニアン期との間と考えられる。

4. 秩父累帯

秩父累帯は、北から北部秩父帯、黒瀬川帯および南部秩父帯に区分される (松岡ほか, 1998; Fig. 1)。ここではおもに四国東部の秩父累帯の概要を説明する。

1) 北部秩父帯

北部秩父帯は、チャートや泥岩、砂岩、緑色岩、石灰岩からおもに構成される(須鎗ほか, 1982). 富永(1990)は、四国東部の北部秩父帯を北から(構造的低位から)剣山ユニット、東浦ユニットおよび沢谷ユニットに区分した。泥質岩の堆積年代はこの順序で古くなる。御荷鉾緑色岩類に近接した付近の泥岩は、片理もしくは劈開が顕著であり、片岩状から粘板岩状であるが、南側に向かって片理が弱くなる。層理面の走向は、大局的に東-西~東北東-西南西で、傾斜は60-30°Sである(Fig. 2)。泥岩と互層した砂岩の級化層理は、基本的に南フェーシングである。石田・香西(2003)は四国東部の北部秩父帯が全体的に南傾斜、南フェーシングであることを、辻・榊原(2008)は四国西部の北部秩父帯が広く北傾斜、南フェーシングであることを指摘している。

松岡ほか(1998)は、関東山地の研究(例えば、関東山地団体研究グループ, 1994)や四国西部の研究(山北, 1988)にもとづき、四国の北部秩父帯の構造層序を下位から柏木ユニット、上吉田ユニット、住居附ユニット、遊子川ユニットとした。松岡ほか(1998)によれば、柏木ユニットの形成年代が前期白亜紀前期、上吉田・住居附・遊子川ユニットの形成年代が前期ジュラ紀後期-後期ジュラ紀である。

一方、富永(1990)は、四国東部の北部秩父帯の堆積年代を放散虫化石から、剣山ユニットが中期ジュラ紀、東浦ユニットが前期ジュラ紀中期-後期、沢谷ユニットが前期ジュラ紀前期-中期とした。一般に北部秩父帯の北部は、変成作用を被っているために放散虫化石の保存が悪く、富永(1990)の剣山ユニットが北部秩父帯の北縁部をカバーしていないので、この地域の北部秩父帯の堆積年代はさらに若い年代にまで及ぶ可能性が高い。

北部秩父帯が南傾斜の衝上断層によっていくつかのユニットに区分されること、堆積年代が大局的に北に向かって若くなると推定されたことから、磯崎(1986)、Isozaki(1987)、富永(1990)およびTominaga(1990)は、この地域の付加体が南側にあった“黒瀬川古陸”の下に沈み込む収束域で形成されたと考えた。

2) 黒瀬川帯

黒瀬川帯と北部秩父帯との境界および黒瀬川帯の構成岩石に関しては、様々な議論がある(村田, 2016)。ここでは、黒瀬川帯を古期岩類(シルル系、デボン系、三滝火成岩類、寺野変成岩類)、浅海相ペルム系・トリアス系、蛇紋岩、ペルム紀メラングジュなどから構成される地帯とする。これらの岩石を不整合で覆って白亜紀堆積岩が分布する。古期岩類は、おもにレンズ状岩体として

産出する。

3) 南部秩父帯

四国東部の南部秩父帯は、北傾斜の魚成-神原谷ラストを介して北側の黒瀬川帯と接する(山北, 1998)。松岡ほか(1998)は、ジュラ紀付加体である南部秩父帯の統一的な構造層序を提案し、構造的低位から、多くの緑色岩と石灰岩から構成され、チャートや珪質泥岩、砂岩などを伴う三宝山ユニット、チャート・碎屑岩シーケンスの繰り返しからなる斗賀野ユニット、および混在岩相で特徴づけられる大平山ユニットに区分した。三宝山ユニットは、海山(列)の衝突・付加で形成されたと考えられている(松岡, 1998)

松岡ほか(1998)によれば、南部秩父帯の各ユニットの堆積年代は、大平山ユニットが前期ジュラ紀ないし中期ジュラ紀、斗賀野ユニットが中期ジュラ紀後期~後期ジュラ紀前期、三宝山ユニットが後期ジュラ紀後期~白亜紀初期とされている。

5. 四万十帯北帯

四万十帯は、仏像構造線を介して北側の南部秩父帯と接し、安芸構造線によって北帯と南帯に区分される(Fig. 1)。四国東部の四万十帯北帯は、北から^{とちだに}榎谷ユニット、成瀬ユニット、古屋ユニット、日野谷ユニット、オソ谷ユニット、谷山ユニット(谷山メラングジュ)、日和佐ユニットおよび牟岐ユニット(牟岐メラングジュ)に区分される(石田, 1987; 君波ほか, 1998)。君波ほか(1998)の成瀬ユニットの分布域は、石田(1998)の榎谷ユニットの南部と重複する。石濱・君波(2000b)とKiminami and Ishihama(2003)は、この地域の四万十帯を砂岩のモード組成や化学組成に基づき、北側のKS-Iユニット(榎谷ユニットからオソ谷ユニット)と南側のKS-IIユニット(谷山ユニットから牟岐ユニット)に区分した。塊状砂岩と砂岩泥岩互層からなる成瀬ユニットの砂岩は、黒色を呈し、中間質から苦鉄質の火山岩岩片とともに、輝石、角閃石、緑泥石の結晶片を多量に含む。君波ほか(1998)は、成瀬ユニットの砂岩が関門層群の下関亜層群(アルビアン期)から供給されたと推定した。砂岩の化学組成も中間質から苦鉄質の火山岩からの供給を示唆する。KS-IユニットとKS-IIユニットの区分は、寺岡・奥村(1992)の佐伯亜帯と蒲江亜帯にほぼ相当する。KS-Iユニットの砂岩は、KS-IIユニットの砂岩に比べて一般に石英/長石比がより低く(KS-I: 0.63-1.02; KS-II: 1.27-1.95)、火山岩岩片に対する珪長質火山岩岩片の割合が低い傾向にある(Kiminami and Ishihama, 2003)。また、KS-IとKS-IIの砂岩は、SiO₂-Zr/TiO₂ 図上で異なった領域にプロットされる

(Kiminami and Ishihama, 2003). 君波ほか(1998)は、放散虫化石から KS-I の年代を後期アルビアン期から前期コニアシアン期, KS-II の年代をコニアシアン期からカンパニアン期と推定した. Hara et al. (2017) の碎屑性ジルコンの U-Pb 年代や成瀬ユニットと下関亜層群との対応関係を考慮すると, KS-I の年代はアルビアン期から前期コニアシアン期, KS-II の年代はコニアシアン期から暁新世と推定される.

6. 堆積 (付加) 年代の定向変化

三波川変成帯緑泥石帯から北部秩父帯は, 級化層理が南フェーシングを示すが, ユニット単位の堆積 (付加) 年代は基本的に南側に向かって古くなる. 三波川変成帯の焼山寺アンチフォームの南側が最も若く, 変成した KS-II ユニット (コニアシアン期-暁新世), その南側が変成した KS-I ユニット (アルビアン期から前期コニアシアン期), その南側に御荷銻緑色岩類 (オックスフォード期とチューロニアン期との間), さらに南側に北部秩父帯柏木ユニット (前期白亜紀前期), 上吉田・住居附・遊子川ユニット (後期ジュラ紀-前期ジュラ紀後期) が続く. 御荷銻緑色岩類の付加年代と柏木ユニットの付加年代の順序関係は不明であるが, 黒瀬川帯の北側においては, 基本的に南側に古くなる定向変化が認められる.

三波川変成岩類はいつ上昇したか?

三波川変成岩類の上昇年代や露出年代に関しては, 放射年代および三波川変成帯由来の碎屑物の堆積年代から議論されている. ジルコンの FT 年代は, 閉止温度が 240–210°C であり (Shinjoe and Tagami, 1994), 三波川変成帯緑泥石帯の変成温度 (300–250°C, Banno and Sakai, 1989) よりも低い. Shinjoe and Tagami (1994) は, 大歩危ユニットが ca. 60 Ma にジルコン FT の閉止温度を通過して上昇したと推定した.

三波川変成岩由来の碎屑物を含む地層が四国にはいくつか知られている. 吉倉ほか (1991) は, 四国東部の大山岬層中の結晶片岩礫から 78–71 Ma の K-Ar 年代を報告し, それらの起源を三波川変成帯に求めた. 大山岬層の堆積年代は, 放散虫化石から中期始新世と推定されている (山崎ほか, 1993). 成田ほか (1999) は, 従来の久万層群が下部始新統と中新統に区分され, 三波川変成帯を不整合に覆っているひわだ峠層が下部始新統であることを明らかにした. 四国西部における三波川変成帯の地表への露出は, 前期始新世以前である.

小柳津・君波 (2004) は, 四国西部の四万十帯北帯・南帯の砂岩モード組成・化学組成を検討し, 伊田層中の

砂岩が千枚岩, 片岩および変成チャートの岩片を多量に含むことを明らかにした. 片岩は泥質片岩と石英片岩からおもに構成され, 少量の塩基性片岩を含む. 砂岩によっては岩片の 60 % 以上が片岩から構成される. また, 伊田層の砂岩は, 全石英に対する複結晶石英の割合がほかの地層中の砂岩に比べて高い. 複結晶石英の割合が増えると変成岩片の含有量も増えるので, これらの複結晶石英の多くは, 変成岩中の石英脈に由来している可能性が高い. また, 伊田層砂岩は白雲母含有量もほかの地層の砂岩に比べて高い. 粗粒砂岩や細礫岩の鏡下観察では, ハリサイト構造を示した直径 1.5–0.5 mm 程度の斜長石の斑状変晶を含んだ片岩の岩片がときに認められる. これらの片岩の岩片は, いわゆる点紋片岩に由来すると考えられ, 比較的変成度の高い変成岩からの供給を示唆している. 伊田層の砂岩は, TiO_2 や TFe_2O_3 (Fe_2O_3 に換算した全鉄), MgO , Cr , Ni , V などの苦鉄質岩石に多く含まれる元素に富む. 小柳津ほか (2002) は, 放散虫化石から伊田層の堆積年代を後期暁新世としている. 小柳津・君波 (2000, 2004) は, 伊田層の主要な供給源が三波川変成帯であったと推定した. 小柳津・君波 (2004) は, この地域の前期-中期始新世加持層の砂岩が珪長質火山岩の岩片を多く含むことから, その供給源を内帯と推定した.

これらのデータに基づき, 三波川変成岩類は, 後期暁新世 (61.5–56 Ma) には一部の地域で地表に露出し, 剝削をうけたと考えられる.

三波川変成帯から北部秩父帯の地質構造

三波川変成帯の低度変成堆積岩中にさまざまな堆積構造が保存されていることが古くから知られている (Kawachi, 1968). 君波ほか (2007) と君波・戸田 (2007) は, 四国東部美馬市南部の穴吹川流域 (穴吹地域) と神山町西部の鮎喰川流域 (鮎喰地域) の三波川変成帯から多くの級化した砂質片岩を見いだした (Fig. 2). 両地域は, ザクロ石帯-黒雲母帯の南側に分布する緑泥石帯に該当し (Hara et al., 1992), 泥質片岩および砂質片岩からおもに構成され, 少量の石英片岩を含む. 砂質片岩と泥質片岩の互層は, 非変成のタービダイト砂岩と同様に砂質片岩の下底面はシャープな境界で泥質片岩と接し, 上部では漸移的に泥質片岩に移行する. 両地域の北部に認められる焼山寺アンチフォームは, 東南東方向に 20–15° プランジした西北西-東南東の軸を有する (Fig. 2). 焼山寺アンチフォームの南側に分布する三波川変成岩類は, 御荷銻緑色岩類に隣接した南部 (幅 3–1 km 程度) と軸部をのぞいて南傾斜, 南フェーシングで安定

している。南部は、おもに北傾斜であるが、全体的に走向・傾斜が乱れている。穴吹地域では東側にプランジしたシンフォームが存在する可能性がある。少数ながら南上位が確認される。構造的特徴を異にするこの北部と南部について穴吹地域では砂質・泥質片岩の全岩化学組成が検討されており、北部は四国東部の四万十帯のKS-IIに、南部はKS-Iに対比される。北部と南部の泥質片岩の化学組成上の特徴が異なること、北部と南部の構造が両者の境界付近で急変することから、両者の境界は断層と推定される。Hara et al. (1992)の地質図によれば、津根山シンフォームの東方延長がKS-IとKS-IIとの境界に連続するようにみえる (Fig. 3)。これは、KS-IIが南傾斜、KS-Iがおもに北傾斜の地層からなるために生じた誤認と推定される。津根山シンフォームの少なくとも一部に関しては、再検討が必要だろう。穴吹地域のKS-IとKS-IIの境界は、構造的特徴から鮎喰地域に追跡される (Fig. 2)。

この南側には三波川変成岩の構造的上位に累重する (武田ほか, 1977; Hara et al., 1992) 露出幅数 100 m の御荷銓緑色岩類が露出する。御荷銓緑色岩類中の地層の傾斜は、南落ちもしくは北落ちである。岩崎 (1979) は、四国東部の三波川変成帯と御荷銓緑色岩類との境界が南傾斜の衝上断層とした。村田・前川 (2009) や村田ほか (2010) は、四国中央部の御荷銓緑色岩類とその北側の三波川変成帯との境界の断層を清水構造線きよみずとしたが、本来の清水構造線 (小島ほか, 1956b) は、より北側に設定されている。岩崎ほか (1991) は、御荷銓緑色岩類中に観察される級化層理がすべて南フェーシングを示すとしている。関東山地の御荷銓緑色岩類は、玄武岩の枕状構造から南フェーシングとされている (関東山地団体研究グループ, 2002)。また、御荷銓緑色岩類の一部とされている西御荷銓層の級化層は、南傾斜、南フェーシングである (関東山地団体研究グループ, 2002)。

御荷銓緑色岩類の南側には北部秩父帯の砂岩や泥岩、チャートが露出する。石田・香西 (2003) は、四国東部の御荷銓緑色岩類と北部秩父帯との境界を南落ちの正断層としている。鮎喰地域の北部秩父帯の調査域 (Fig. 2) は、沢谷ユニットの北部を含む。北部秩父帯の北縁部の泥岩は、スレート劈開が顕著である。同帯を構成する地層は、一部に北傾斜の逆転層が存在するものの、多くが南側に数十度で傾斜し、南フェーシングを示す。この地域で南フェーシングの地層が卓越することは、須館ほか (1982) や石田・香西 (2003) によっても指摘されている。

焼山寺アンチフォームの南側の三波川変成帯、御荷銓

緑色岩類および北部秩父帯は、基本的に南傾斜、南フェーシングである。御荷銓緑色岩類および北部秩父帯の構成岩石は、三波川変成帯の上載層を構成していたと推定される。焼山寺アンチフォームは、三波川変成帯だけではなく、北部秩父帯の基本構造も規定している。

底付け作用 (underplating) と変成岩類の上昇： メカニズムとプロセス

1. 白亜系四万十累層群の底付け作用

付加体中の高圧型変成岩類が上昇する営力として、押し出し (2つの剛体に挟まれた変形しやすい物質が圧縮を受けて上昇)、浮力、走向移動断層、コーナー流、ダクタイルな薄化、浸食、展張に伴う正断層などが考えられてきた (Platt, 1993; Ring and Brandon, 2008)。高圧型変成岩類の地表への露出を考えるのにあたっては、隆起と上載層の除去に分けて考える必要がある。三波川変成帯緑泥石帯の変成岩の隆起は、北部秩父帯までを巻き込んでいると考えられる。広域的に隆起しているので、押し出しが主要な要因とは考えがたい。沈み込んだ堆積物は、より上位にある堆積物よりも密度が大きいと考えられるので、浮力による上昇は無理だろう。走向移動断層による上昇は Platt (1993) によって説明されたように困難だと考えられる。穴吹-鮎喰地域のKS-IIユニットは、全体的に低角であり、構造的に安定していて、堆積構造もよく保存されていることから、流動による上昇を支持していない。ダクタイルな薄化は、地下の物質を相対的に上昇させることはできるが、山脈地域をつくるには不適切である。これらを考慮すると、何らかの原因で隆起し、展張に伴う正断層の形成もしくは (および) 浸食で三波川変成岩類が地表に露出した可能性が考えられる。まず、変成岩地域の隆起に関して検討する。

Scholl (2019) は、南米・北米西岸の沈み込み帯の前弧下における付加体深部 (30–10 km) で底付け作用が一般的であることを地震学的データから示した。Moore et al. (1991) は、アリューシャン弧-海溝系に直交する方向の地震波反射断面を作成し、コーディアク・アンチフォームの下の深さおよそ 35–10 km のところに層状の内部構造をもった厚さ約 15 km のほぼ水平の地質体を見いだした (Fig. 4)。Moore et al. (1991) は、この地質体を始新世-漸新世に底付けしたデュープレックスと推定した。これは底付け作用によって地表部にアンチフォームが形成された具体例である。ファンデフカプレートが沈み込むカスケード前弧 (Calvert et al., 2003, 2006) やフィリピン海プレートが沈み込む房総半島下 (Kimura et al., 2010)、ニュージーランド

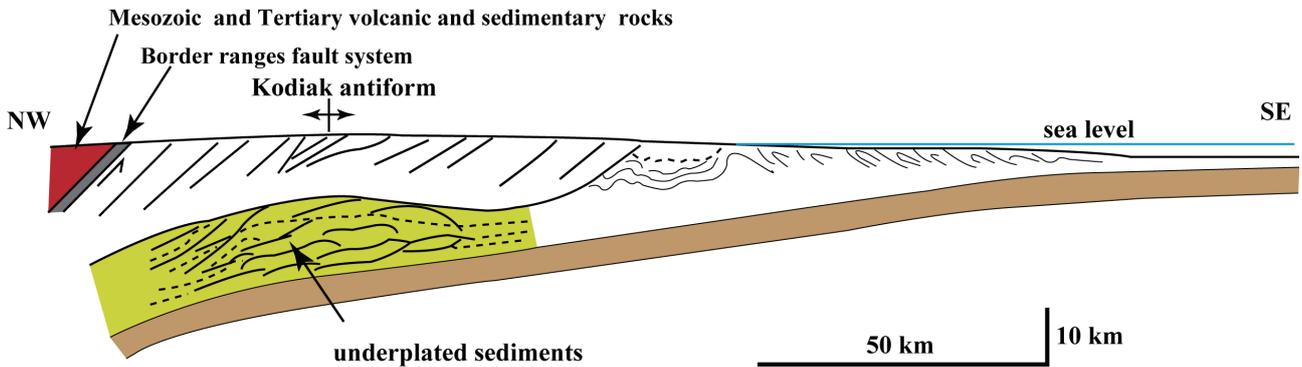


Fig. 4. Schematic illustration of subsurface structure showing the emplacement of layered reflectors by underplating of sediments in the eastern Aleutian arc-trench (after Moore et al., 1991).

(NZ) 北島東方でヒクラング海溝から太平洋プレートが沈み込む地域 (Bassett et al., 2010), アラビアプレートが沈み込むイランのマ克蘭 (Makran) 沈み込み帯 (Haberland et al., 2020) においても底付けした地質体の存在が知られている。カスケードのバンクーバー島の下では底付けした地質体の厚さは約 10 km, 房総半島の下では約 13 km, NZ 北島東方では数 km, マ克蘭沈み込み帯の前弧下では約 20 km である。NZ 北島東方の底付け地質体の上方は海底の隆起帯をつくっている。これらの地域の海溝は、いずれも陸源砕屑物の供給量が非常に高い (Scholl et al., 2015)。以上のとおり、太平洋の縁辺では、堆積物のアンダースラストに由来する底付け作用が極めて一般的である。アリューシャンやカスケード、房総半島などで確認されている底付けした地質体は、全体として低角であり、その中の反射面も低角である。

Graveleau et al. (2012) によってレビューされたように、付加体の構造や成長過程を理解するために多数のアナログ実験が行われている。それらの実験では付加体のレオロジー、デコルマの数、デコルマの摩擦、沈み込みの方向、沈み込みの速度、堆積物の供給、表面のプロセス（浸食と堆積）などが重要なファクターとして扱われてきた。付加体深部での底付けは、沈み込み境界のステップダウン (Kimura et al., 1996) によって起こり、その過程で2つのデコルマ（下位のデコルマ＝沈み込み境界はフロアーデコルマ、上位のデコルマはルーフデコルマと呼ばれている）の間でデュープレックスが形成される。アナログ実験（例えば、Konstantinovskaya and Malavieille, 2005; Malavieille and Konstantinovskaya, 2010）や計算モデル (Ruh et al., 2020; Zilio et al., 2020) を通じて、デュープレックスの形成が付加体を厚化する様子が明らかにされてきた。Feng et al. (2015) は、デコルマに発展する

ような2つの弱い層の空間的配置がスラスト形成に与える影響を計算モデルで検討した。この実験によれば、2つのデコルマが上下に配置されている距離が長い場合にその間でデュープレックスの形成が顕著であった。Konstantinovskaya and Malavieille (2005, 2011) のアナログ実験は、フロアーデコルマの摩擦が大きいと、底付けを起こしやすく、付加体後部におけるデュープレックスの形成が顕著になることを示している。Menant et al. (2020) による計算モデルは、深さ 30–15 km における継続的な底付け作用がドーム状の構造をつくり、前弧の広い地域を隆起させることを示した。また、多くの実験的研究は、底付けがバックストップ (backstop) に近い付加ウェッジの後部で起こることを示している（例えば、Feng et al., 2015; Ruh et al., 2000）。底付けが活発に進行するためには、海溝に堆積物が厚く堆積し、アンダースラストする海溝堆積物の厚さが厚く、フロアーデコルマの摩擦が大きいの必要があると考えられる。

Figure 3 は、四国中部・東部の三波川変成帯の黒雲母-ザクロ石帯の分布 (Hara et al., 1992) および緑泥石帯における KS-I ユニットと KS-II ユニットの分布 (Kiminami et al., 1999; Kiminami and Ishihama, 2003; 君波・戸田, 2007; Kiminami, 2010) を示している。四国東部の焼山寺アンチフォームは西に向かってはばやま端山アンチフォーム、薬師アンチフォームに続くと推定され、これらは三波川変成帯の基本構造をつくるアンチフォームである。KS-I ユニットは、御荷鉾緑色岩類の北側に幅狭く分布するのみであり、緑泥石帯の多くは KS-II ユニットに占められる。この事実は、アルビアン期-前期コニアシアン期にはコニアシアン期-前期暁新世に比べて底付け作用が不活発であったことを示唆している。Figure 5 は、四国東部の四万十帯北帯の放散虫年代 (石田, 1987; 君波ほか, 1998) と碎屑性ジルコンの U-Pb 年代 (Hara et al., 2017) から、白亜紀

E. Shikoku

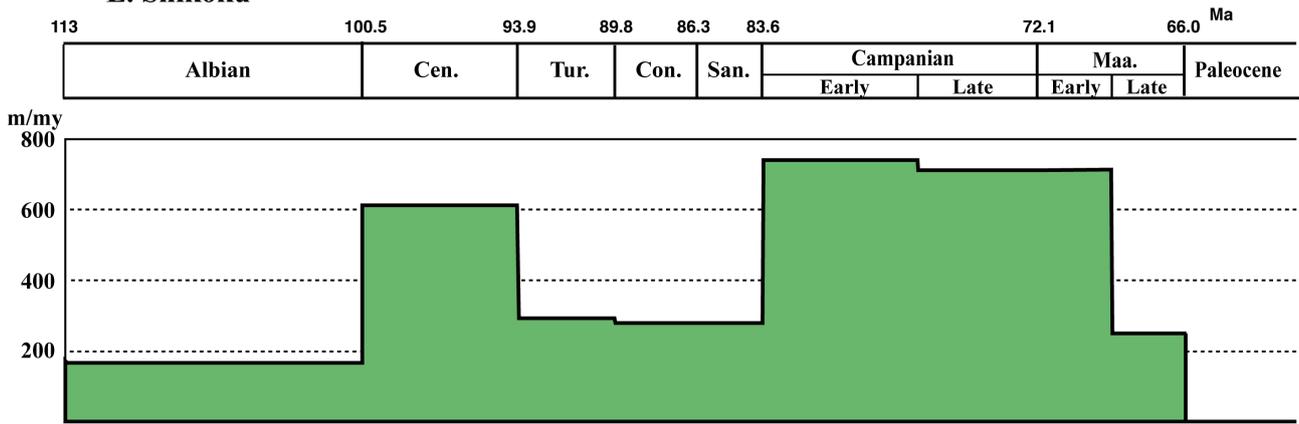


Fig. 5. Average apparent thickness per million years for each stage of the Cretaceous in the Northern Shimanto belt, eastern Shikoku.

の各ステージにおける単位時間の見かけの厚さを見積もった図である。この図は、セノマニアン期とカンパニアン期-前期マーストリヒチアン期に単位時間の見かけの厚さが大きいことを示している。セノマニアン期は多くの砂岩を含む日野谷ユニットの堆積期、カンパニアン期-前期マーストリヒチアン期は砂岩を主とする日和佐ユニットの堆積期に該当する。日和佐ユニットは、碎屑岩の化学組成の特徴から四国中央部の大歩危ユニットに対比された (Kiminami et al., 1999)。日和佐ユニットの見かけの厚さは、7-6 km に達し、四万十帯北帯分布幅の 1/2 から 1/3 を占める。付加体の見かけの厚さは、その堆積時における海溝の堆積速度を推測する目安になるだろう。海溝に供給される堆積物の量が増えるとアンダースラストする堆積物の量も増大する (Clift and Vannucchi, 2004)。カンパニアン期-前期マーストリヒチアン期における四万十海溝は、堆積速度が非常に大きかったので、多くの堆積物がアンダースラストしたと推定され、底付けが活発に進行したと考えられる。

Kiminami and Ishihama (2003) は、四国中央部の三波川変成帯別子ユニットの緑泥石帯と四国東部の四万十帯北帯の砂質岩と泥質岩の全岩化学組成を検討し、非変成の KS-I ユニットと KS-II ユニットが変成した KS-I ユニットと KS-II ユニットよりも砂質岩に非常に富むことを明らかにした。そして、非変成ユニットと変成ユニットとの岩相的な相違を海溝の外側に堆積した半遠洋性泥質堆積物と海溝に堆積した砂質堆積物との間にデコルマが形成され、粗い堆積物が浅部で付加し、細粒堆積物がアンダースラストして深部で底付けしたと推定した。日和佐ユニットの堆積時には、活動的の海嶺が海溝に近い位置に存在していた (Kiminami et al., 1994) 点で現在の北米西岸のカスケードやチリ南部西岸の沈み込み帯と類似している。両地域の海溝は、堆積物に非常に富

む。カスケードの海溝堆積物の厚さは 3-2 km (Davis and Hyndma, 1989; Gutscher et al., 2001; Syracuse et al., 2010)、チリ南部の海溝堆積物の厚さは 2.5 km (Scholl et al., 2015) である。Scholl et al. (2015) のコンパイルによって示された海溝堆積物の厚さは、スマトラ海溝北部のような特殊な場所を除くと、最大の厚さが 2.5 km である。

三波川変成帯から北部秩父帯の地層に認められる南傾斜、南フェーシングの構造は、Konstantinovskaya and Malavieille (2005, 2011) や Malavieille (2020) のアナログ実験で示された背斜状スタックのデュープレックスとシンフォーマル・クリッペの形成 (Fig. 6) によって説明可能である。Haberland et al. (2020) は、マクラン沈み込み帯の底付け地質体が背斜状スタック (厚さ約 20 km, 海溝に直交する方向の幅約 50 km) のデュープレックスを形成していると推定した。KS-I と KS-II は、初生的にほぼ水平な底付け地質体だったと推定される。また、北部秩父帯も南部秩父帯と同じように初生的に北傾斜、北フェーシングだったと推定される。三波川変成帯の KS-II からなる背斜状スタックによって焼山寺アンチフォームが形成され、黒瀬川帯を軸にしてシーソーの片側 (北側) が持ち上がるように隆起し、三波川変成帯から北部秩父帯にかけての地域が南傾斜、南フェーシングの構造になったと考えられる。磯崎ほか (1992) や石田・香西 (2003) も三波川変成帯変成岩類が上昇することによってその上位にあったジュラ紀付加体 (北部秩父帯) の傾斜が南方向へと変化したと推定した。

世界各地の (超) 高压変成岩の上昇速度をコンパイルした Guillot et al. (2009) によれば、付加型の沈み込み帯における堆積岩を主とした高压変成岩の上昇速度は、0.6 mm/y から 5 mm/y の範囲である。Berger et al. (2008) によれば、南アラスカの St. Elias 造山における

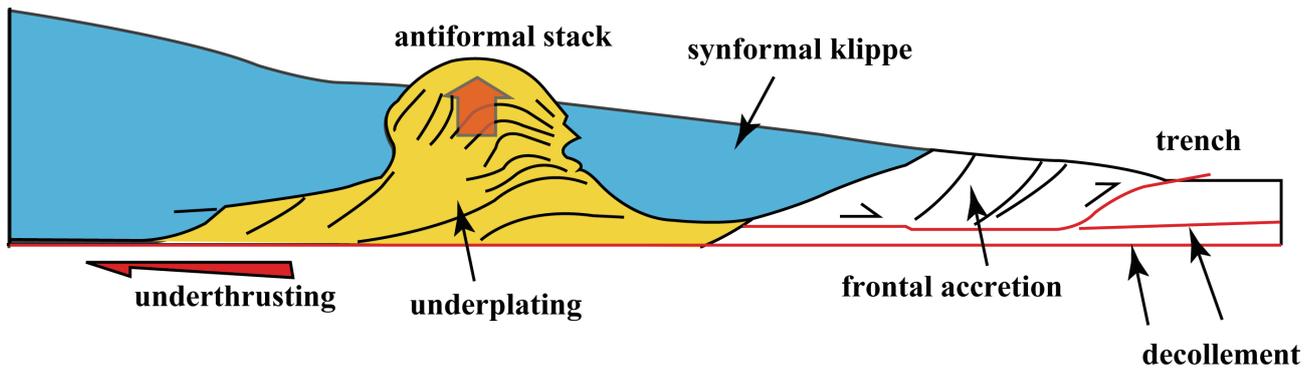


Fig. 6. Highly exhumed dome-like antiformal stack of underthrust layers at the rear of the wedge and a synformal klippe composed of overburden in front of the growing antiformal stack above the roof decollement were recreated in sandbox models (after Malavieille, 2020).

付加と氷食に起因する上昇速度は、0.4 mm/yである。また、Menant et al. (2020) の計算モデルは、長期間(100万年オーダー)の活動的底付けに由来する地表の最大隆起は、1–5 mm/yであることを示している。これらの結果に基づけば、底付け起因する上昇速度は0.4 mm/yから5 mm/yと考えられる。三波川変成帯における主要な底付け期間をカンパニアン期–前期マーストリヒチアン期(83.6–69.0 Ma)、この期間の底付け地質体であるKS-IIの形成深度を20 km、地表への露出を暁新世と始新世の境界付近(56 Ma)とすると、KSIIの上昇速度は、0.7 mm/yから1.5 mm/yになる。この上昇速度は、世界各地の底付け作用による上昇速度と調和的である。

2. 浸食による上載層の除去

隆起地域において、地下深部の岩石が上昇する重要な要因の一つは浸食である(例えば、Platt, 1986; Berger et al., 2008)。地表の浸食の程度は、隆起速度、起伏のサイズ・形態、岩石の硬度、気温や雨量などの気候的要素などに支配される(Willett, 1999)。Burbank (2002)は、既報の浸食速度を整理し、地表のプロセスによって持続的に削剥される速度は、5 mm/y (5 km/my)を超えると結論した。Ring et al. (1999)によれば、ニュージーランド・アルプスやヒマラヤ、パキスタンのSalt Range、中央アラスカ、南スペインなどの造山同時的な長期間におよぶ浸食速度は15–1 km/myである。

大歩危ユニットの白雲母K–Ar年代(Itaya and Takasugi, 1988)や全岩 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代(Takasu and Dallmeyer, 1990)は、同ユニットがおよそ70 Maに最高変成度に達したことを示唆する。大歩危ユニットのジルコンFT年代(Shinjoe and Tagami, 1994)がおよそ60 Maなので、大歩危ユニットは60 Maに上昇途中であり、240–210°C(Shinjoe and Tagami, 1994)

まで温度が低下した。そして、61.6–56 Ma(後期暁新世)には一部が地表に露出し、浸食を受けた。田中ほか(1999)は、深さ300 m以上の日本の坑井から得られた地温勾配をコンパイルしている。それに基づけば、深さ6,000–4,000 mの坑井から得られた地温勾配の多くが20°C/kmから30°C/kmに収まる。前弧域の地温勾配は一般に小さいので、20°C/kmを採用するとジルコンFTの閉止温度240–210°Cは、深さ12 kmから10.5 kmになる。緑泥石帯の温度・圧力条件は、300–250°C、6–5 kb(深さ約20 km)と推定されている(Banno and Sakai, 1989)。大歩危ユニットが最高変成度に達してからジルコンFTの閉止温度(深さ約11 km)になるまでの10 myの間に厚さ9 km程度の上載層が除去されたことになる。この期間における平均除去率は、0.9 km/myになる。また、大歩危ユニットの削剥開始を56 Maとすると、ジルコンFTの閉止温度から地表に達するまでの期間の平均除去率は、2.75 km/myになる。緑泥石帯が70 Maに深さ20 kmで最高変成度に到達し、削剥開始が56 Maであったとすると、この期間における平均除去率は、1.4 km/myになる。造山同時的な長期間におよぶ浸食速度が15–1 km/myと見積もられているので、大歩危ユニットの上載層の平均除去率は、浸食作用で十分に説明可能である。厚さ20 kmに及ぶ付加体からなる上載層が削剥されると、その周辺や海溝には堆積岩に由来する碎屑物が多量に供給されることになる。

一方、四国西部の後期暁新世伊田層中には点紋片岩由来の碎屑物を含むので、緑泥石帯よりも構造的上位に位置したより高変成度の岩石がこの時期に露出した可能性がある。三波川変成帯で最も変成度の高いオリゴクレーヌ–黒雲母帯の温度・圧力条件は、610°C、10 kb(深さ約30 km)と見積もられている(榎並, 1982)。

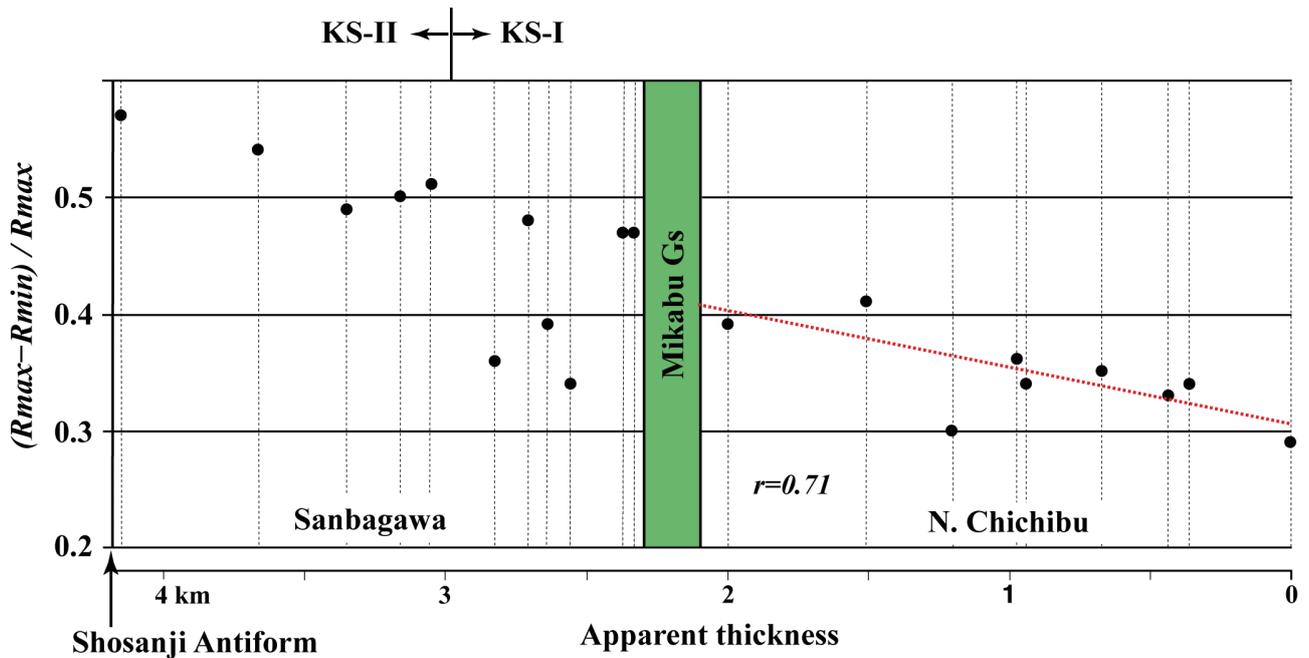


Fig. 7. Plot of the values of $(R_{max}-R_{min}) / R_{max}$ versus apparent thickness for the Sanbagawa and Northern Chichibu belts, with regression line for the Northern Chichibu belt, the Akui area, eastern Shikoku (modified from Kiminami et al., 2007). R_{max} and R_{min} are maximum and minimum vitrinite reflectances. Dotted red line is regression line. r =correlation coefficient. See Fig. 2 for the sampling area.

四国中央部の三波川変成帯のオリゴクレス-黒雲母帯の白雲母 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代は、84.3 Ma (Takasu and Dallmeyer, 1990) である。白雲母のアルゴンに対する閉止温度が 400°C なので、この $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代は冷却年代と考えられる。四国中央部のオリゴクレス-黒雲母帯の3試料の碎屑性ジルコンから得られた最も若い U-Pb 年代は、107.6 Ma, 97.7 Ma, 96 Ma (Aoki et al., 2019) である。この事実は、オリゴクレス-黒雲母帯が 96 Ma から 84.3 Ma の間に変成作用のピークを迎えたことを示している。仮に 90 Ma にピークを迎えたとすると、34 my の間に厚さ 30 km の上載層が除去されたことになる。これがすべて浸食作用で除去されたとすると、平均浸食速度は、0.9 km/my になる。このケースにおいてもオリゴクレス-黒雲母帯の上載層の除去を浸食だけで説明することが可能である。しかし、マーストリヒチアン期から暁新世の堆積物には、非変成～弱変成の付加体を起源とする碎屑物があまりに少ない（例えば、君波ほか, 1998；小柳津・君波, 2004）。

3. 正断層による上載層の除去

高圧変成岩の隆起部に生じた展張場で正断層が形成され、上載層が除去されることがある (Platt, 1986, 1993; Willett et al., 1999; Selverstone, 2005; Ring and Brandon, 2008; Konstantinovskaya and Malavieille, 2011; Malavieille, 2020)。三波川変成帯の北側の領家帯は、ジュラ紀付加体を原岩とする高温

低圧型変成岩類と花こう岩から構成される。Okudaira et al. (2001) による柳井地域の深成岩類の冷却史に基づけば、この地域の深成岩類は 80 Ma 頃には 250°C まで冷却しており、四国の三波川変成帯緑泥石帯のピーク変成時 (ca. 74 Ma) には領家帯の深成岩類の多くがほぼ固化していたと考えられる。この事実は、四十万累層群が最も活発に底付けしていたカンパニアン期-前期マーストリヒチアン期には領家帯がバックストップ (backstop) をなしていたことを示している。

Fukunari and Wallis (2007) は、四国や紀伊半島の中央構造線が広域的に正断層の特徴をもつことを構造解析から明らかにし、中央構造線が三波川変成帯の上昇に関わっていたとした。Kubota and Takeshita (2008) は、四国西部の中央構造線の地質構造を検討し、三波川変成帯が最終的に上昇した 63-58 Ma (暁新世) に中央構造線が正断層として活動したことを明らかにした。そして、深部での底付けによる地殻の厚化と地表付近での展張によって正断層の形成を説明した。

御荷銓緑色岩類と三波川変成帯との境界は断層と推定される (岩崎, 1979；村田・前川, 2009)。また、御荷銓緑色岩類と北部秩父帯との境界断層 (飯谷断層, 南山断層) は、南傾斜の正断層とされている (石田・香西, 2003)。君波ほか (2007) は、四国東部の三波川変成帯南部と北部秩父帯北部のビトリナイト反射率を検討し、(最大反射率-最小反射率) / 最大反射率 (ビトリ

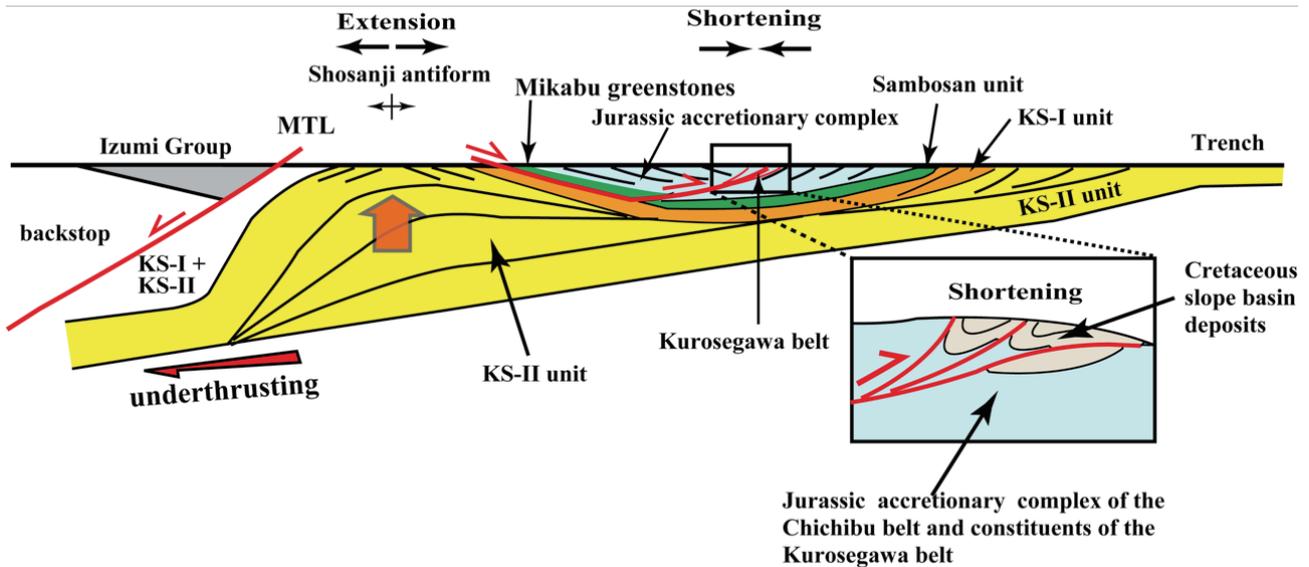


Fig. 8. Schematic cross-section along a N-S trend from the ancient Shimanto trench to the Ryoke belt in eastern Shikoku during the latest Cretaceous and early Paleogene showing the relation among the geologic units and geologic structure. See text for details. Not to scale.

ナイト反射率の3軸がつくる楕円体の扁平率)が埋没深度の指標(構造的下位に向かって扁平率が增大)になる可能性を指摘した。KS-IIの領域では焼山寺アンチフォームから南に向かって扁平率が小さくなる(Fig. 7)。KS-Iの領域では扁平率が変化に富むものの、その南縁部の扁平率は、北部秩父帯北縁部のそれよりも有意に大きい。北部秩父帯における見かけ厚さと扁平率の相関係数(r)は0.71であり(Fig. 7)、南に向かって(構造的上位に向かって)扁平率が小さくなる。これは、北部秩父帯北部の中では北側がより大きく上昇したことを示唆する。三波川変成帯と北部秩父帯の扁平率のギャップは、御荷鉾緑色岩類と三波川変成帯との境界、もしくは御荷鉾緑色岩類と北部秩父帯との境界が正断層であることを示唆する。松岡ほか(1998)や松岡(2013)の研究に基づけば、四国や関東山地における御荷鉾緑色岩類と北部秩父帯の構造的最下部の柏木ユニットとは分布や岩相が密接に関係しており、基本的に一連の地質体とされている。これらの見解を考慮すると、三波川変成帯と御荷鉾緑色岩類との間の断層が主要な断層と推定される。この断層は、三波川変成帯の上昇によって白亜紀末から古第三紀初期に形成された正断層と推定される。三波川変成帯と御荷鉾緑色岩類の境界を成す正断層および中央構造線は、三波川変成帯の上載層の除去に重要な役割を演じたのだろう(Fig. 8)。Selverstone(2005)は、造山帯における正断層による上載層の除去は、浸食による上載層の除去と同じ程度としている。

Tominaga and Hara(2021)は、関東山地の御荷鉾緑色岩中の斜長岩から 157.0 ± 0.9 Ma(後期ジュラ紀)

のジルコンU-Pb年代を得た。この年代は、御荷鉾緑色岩類から得られている放散虫年代(岩崎ほか, 1984; 松岡, 1999)と調和的である。小澤ほか(1999)は、四国東部の御荷鉾緑色岩類の化学組成を検討し、ハワイの玄武岩やポリネシアのHIMUに類似するとした。これは御荷鉾緑色岩類が海台や海山起源であることを示している。南部秩父帯の南縁を構成する三宝山ユニットは、緑色岩や石灰岩、チャートなどから構成され、海山の衝突付加によって形成されたと考えられており(松岡ほか, 1998; 石塚ほか, 2003)、その付加年代は後期ジュラ紀から白亜紀初期とされている(松岡ほか, 1998)。御荷鉾緑色岩類と三宝山ユニットはそれぞれ北部秩父帯と南部秩父帯の構造的最下位を構成し、四万十帯と接している。これらの事実を考慮し、大藤ほか(2010)は、御荷鉾緑色岩類が三宝山ユニットの深部相と考えた。そして、御荷鉾緑色岩類と三波川変成岩との境界の断層を仏像構造線と解釈した。Isozaki et al.(2010)も御荷鉾緑色岩類と三波川変成帯との境界の断層を仏像構造線と解釈している。しかし、上述したように、御荷鉾緑色岩類と三波川変成帯との境界を仏像構造線とする見解は支持できないが、御荷鉾緑色岩類を三宝山ユニットの深部相であるとする見解には同意できる。

小川(1974)は、四国東部の秩父累帯の地質構造を検討し、黒瀬川帯(中帯)の基本構造が南フェルゲンツの閉じた褶曲と北に傾斜した断層で特徴づけられるとした。そして、これらの構造がカンパニアン期の地層を巻き込んでいるとした。Tominaga(1990)によって示された四国東部の木沢村坂州地域の地質図によれば、黒瀬

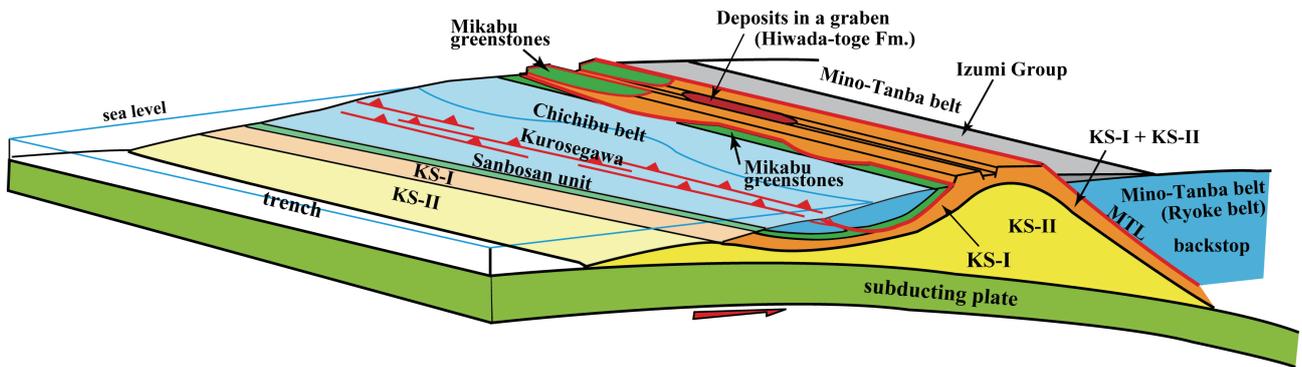


Fig. 9. 3D schematic view in Shikoku during the latest Cretaceous and early Paleogene showing the relation among the geologic units. See text for details. Not to scale.

川帯の北側に位置する北部秩父帯沢谷ユニットは、南に倒れた等斜褶曲や北落ちの衝上断層群によって特徴付けられる。これらの衝上断層と同系統の断層は、下部白亜系の南海層群を切っている（平山ほか，1956）のでその形成は後期白亜紀以降である。四国中央部の北部秩父帯沢谷ユニットを不整合で覆う物部川層群領石層（山北，1998）は、御在所山衝上断層を介して北側の北部秩父帯の構成岩石と接する（宮本，1980）。御在所山衝上断層は、北へ30–80°傾斜した逆断層である（伊熊，1980；村田，2014）。伊熊（1980）によれば、物部川層群とその上位の外泉層群は、複向斜構造をなしており、その北翼部の地層が逆転している。この褶曲群にはチューロニアン期–カンパニアン期の楮佐古層が参加しているので、褶曲の形成は白亜紀末以降になる。この地域の白亜系の一般走向にほぼ平行にのびる楮佐古構造線は、北もしくは南に高角度で傾斜し、北側のブロックが相対的に上昇している。この断層は、チューロニアン期–カンパニアン期の楮佐古層を切っているので、その形成時期は白亜紀末以降と推定される。伊熊（1980）は、この地域の構造解析に基づき、白亜紀堆積盆に直交する方向（北西–南東）に側方圧縮力が作用して褶曲構造が形成されたとした。北部秩父帯南縁に認められる断層群と褶曲群は、この地域が白亜紀末（もしくは以降）に圧縮場にあったことを示唆している。また、この地域の断層群は、一つの逆断層から派生したスプレー断層の可能性もある。

三波川変成帯と御荷鉾緑色岩類との境界の断層は、三波川変成帯の上昇によって形成された正断層である可能性が高く、その形成年代は白亜紀末から古第三紀初期と推定される。また、北部秩父帯南縁部の断層群はカンパニアン期以降に形成されており、御荷鉾緑色岩類北縁の断層と同じ年代に形成された可能性がある。三波川変成帯と御荷鉾緑色岩類との境界の正断層と北

部秩父帯南縁部の逆断層群が連続した断層と仮定すると（Fig. 8, 9），この断層は、Platt（1986）によって示されたフランスカン・コンプレックス上昇モデルにおける正断層–逆断層とよく似た断層になる。また、この断層は、Konstantinovskaya and Malavieille（2011）や Malavieille（2020）のアナログ実験で形成された向斜状クリッペの底部の断層に該当する。ヨーロッパアルプスにおいても、上昇域中心部における展張とその海溝側側面における同時的な短縮が推定されている（Selverstone, 2005）。

本論では白亜紀末から古第三紀初期における三波川変成帯の展張場と北部秩父帯南縁部における圧縮場がセットになっていた可能性、および御荷鉾緑色岩類と三波川変成帯の境界をなす正断層および中央構造線が三波川変成帯の上昇に関与した可能性を提案する。

4. まとめ：三波川変成岩類の上昇プロセス

白亜紀末–暁新世における三波川変成帯から海溝にいたる模式的な地質断面を Fig. 8 に示した。三波川変成岩類の上昇のシナリオは、以下のようにまとめられる。

- 1) アルビアン期から前期コニアシアン期の四万十海溝に KS-I ユニットが堆積した。三波川変成帯では変成した KS-I が底付けされたが、底付け作用は活発ではなかった。
- 2) カンパニアン期–前期マーストリヒチアン期に火成岩起源の陸源碎屑物が海溝に多量に運ばれた。それらの一部が浅部で付加して四万十帯北帯の KS-II ユニットの主要部をつくった。また、一部はアンダースラストして、付加体後部の深部で厚いデュプレックス（背斜状スタック）を形成した。変成したジュラ紀付加体や花こう岩類からなる領家帯は、四万十付加体のバックストップであった。
- 3) KS-II ユニットからなる厚い底付け地質体が形成され、三波川変成帯から北部秩父帯までの地域が大きく隆

起した。隆起量は北側でより大きかった。焼山寺アンチフォーム-端山アンチフォーム-薬師アンチフォームと続く地域が最も大きく隆起したと推定される。初生的にほぼ水平に底付けしたKS-IとKS-IIは、この隆起によって焼山寺アンチフォームの南側が南傾斜、南フェーシングになった。変成したKS-IとKS-IIの上には御荷鉾緑色岩類と北部秩父帯の構成岩石があったが、変成岩類が上昇する過程で除去された。北部秩父帯は、南部秩父帯と同様に初生的に北傾斜、北フェーシングであったが、北側がより大きく上昇したことにより、南傾斜、南フェーシングの構造に転換した。隆起によって展張場となった三波川変成帯の北側と南側には白亜紀末から前期暁新世にかけて正断層（中央構造線と御荷鉾緑色岩類北縁の断層）が形成された。中央構造線の北側には和泉層群が堆積した。同層群の堆積が東側に進行したのは、三波川変成岩類の上昇や中央構造線の断層活動が東側に進行したためかもしれない。三波川変成帯と御荷鉾緑色岩類の境界をなす正断層は、北部秩父帯南縁に分布する北傾斜の逆断層群（スプレー断層）に連続している可能性がある。この断層活動で北部秩父帯が向斜状のクリップとして南部秩父帯から切り離された。

4) 三波川変成帯緑泥石帯の上載層であった御荷鉾緑色岩類、北部秩父帯構成岩石、黒瀬川帯構成岩石は、正断層および浸食によって除去され、後期暁新世から前期始新世に変成岩類が地表に露出した。三波川変成帯の上に堆積した下部始新統ひわだ峠層は、展張場であった変成帯の上に形成された地溝に堆積したのだろう（Fig. 9）。

5) ザクロ石帯から黒雲母帯のより高度の変成岩類については本論で触れてこなかった。これに関して簡単に触れておく。

Endo et al. (2018), Knittel et al. (2018) および Aoki et al. (2019) により報告された四国中央部汗見川沿いの津根山シンフォーム（Fig. 3）の南側に分布するザクロ石帯からオリゴクレーヌ-黒雲母帯の碎屑性ジルコンの最も若いU-Pb年代は、Knittel et al. (2019) のエクロジャイトユニットの年代を除くと、107.6-90.3 Ma（10試料）であり、90 Maよりも若い年代が見いだされないことから、この地域のザクロ石帯からオリゴクレーヌ-黒雲母帯の原岩が四万十帯のKS-Iユニットである可能性を示唆している。しかし、津根山シンフォームの北側に分布するアルバイト-黒雲母帯から85 Maおよび80 MaのジルコンU-Pb年代がKnittel et al. (2018) により得られており、一部がKS-IIユニットを原岩としている可能性を示唆している。また、Nagata et al. (2019) による中央構造線に近接した池田地域の別子ユニットザ

クロ石帯の白雲母K-Ar年代および碎屑性ジルコンのU-Pb年代は、この地域のザクロ石帯が四万十帯のKS-IIユニットの堆積岩を原岩としていることを示している。これらから、別子ユニットのザクロ石帯からオリゴクレーヌ-黒雲母帯の変成堆積岩は、KS-IとKS-IIの両ユニットを原岩としていると考えられる。別子ユニットのザクロ石帯からオリゴクレーヌ-黒雲母帯の一部は、御荷鉾緑色岩類に接して産出する変成KS-Iのさらに深部相になる。Brizzi et al. (2021) の計算モデルは、海溝堆積物が厚いと、堆積物がより深部まで沈み込むことを示している。ザクロ石帯からオリゴクレーヌ-黒雲母帯の変成岩類の一部は、四万十帯北帯のKS-Iユニット堆積期において堆積が最も活発であった日野谷ユニットを原岩としている可能性がある。四国中央部のザクロ石帯からオリゴクレーヌ-黒雲母帯の白雲母⁴⁰Ar/³⁹Ar年代（Takasu and Dallmeyer, 1990）は、変成度に関係なく、89.3 Maから79.3 Maの範囲（12試料：av=83.0 Ma）に収まる。年代値が少し離れている89.3 Maを除外すると84.2 Maから79.3 Ma（11試料：av=82.4 Ma）といった狭い範囲に収まる。この年代を冷却年代とすると（Takasu and Dallmeyer, 1990）、ザクロ石帯からオリゴクレーヌ-黒雲母帯の変成岩類はカンパニアン期初期に上昇途上であったと考えられる。一方、この北東側に位置する池田地域のザクロ石帯のK-Ar年代（Nagata et al., 2019）は、より若いカンパニアン期後期に上昇途中にあったことを示している。ザクロ石帯からオリゴクレーヌ-黒雲母帯の原岩年代や⁴⁰Ar/³⁹Ar年代とK-Ar年代によって示される冷却年代は、北側ほど若くなる可能性があるが、さらに詳細な検討が必要だろう。

青矢・遠藤（2017）は、四国三波川変成帯中における超塩基性岩の産出がザクロ石帯からオリゴクレーヌ-黒雲母帯に限定されることから、その産出が沈み込みの深さに依存しているとした。その場合、ザクロ石帯からオリゴクレーヌ-黒雲母帯の変成岩類は、マントル・ウエッジと沈み込むプレートとの境界付近に存在したサブダクション・チャネル（subduction channel）中の変成岩類が上昇したことになる。付加体の下で堆積物の底付けによっておもに形成された緑泥石帯のKS-IとKS-IIは、スラブがマントル・ウエッジに到達する以前に付加したと推定される。ザクロ石帯からオリゴクレーヌ-黒雲母帯の変成岩類の上昇メカニズムは、底付けで上昇した変成岩類（主に緑泥石帯）とは異なったメカニズムになるだろう。西南日本のカンパニアン期-マーストリヒチアン期は、活動的の海嶺が海溝に接近しつつあったので（例えば、Kiminami et al., 1994; Muller et al.,

2016; Wu and Wu, 2019), スラブの低角化が起こり、サブダクション・チャネル (subduction channel) の変成堆積物が絞り出されてより高圧の変成岩類が上昇した可能性もある。

ここで述べた三波川変成岩類の上昇プロセスは、おもに四国東部の地質データに基づいており、他地域への適用に関してはさらに検討が必要である。

謝辞: 本論は、筆者が山口大学在任中に卒論生・大学院生とともに進めた研究に負うところが大きい。査読者の大藤 茂博士 (富山大学) には、多くの建設的なご意見をいただき、本稿は大幅に改善された。以上の方々記して厚く感謝する。

文 献

- 阿部龍巳・高木秀雄・島田耕史・木村慎治・池山恵介・宮下 敦, 2001, 関東山地三波川変成岩類の延性剪断変形. 地質雑, 107, 337–353.
- Aoki, K., Maruyama, S., Isozaki, Y., Otoh, S. and Yanai, S., 2011, Recognition of the Shimanto HP metamorphic belt within the traditional Sanbagawa HP metamorphic belt: New perspectives of the Cretaceous–Paleogene tectonics in Japan. *Jour. Asian Earth Sci.*, 42, 355–369.
- Aoki, K., Iizuka, T., Hirata, T., Maruyama, S. and Terabayashi, M., 2007, Tectonic boundary between the Sanbagawa belt and Shimanto belt in central Shikoku, *Japan. Jour. Geol. Soc. Japan*, 113, 171–183.
- Aoki, K., Seo, Y., Sakata, S., Obayashi, H., Tsuchiya, Y., Imayama, T., Yamamoto, S. and Hirata, T., 2019, U–Pb zircon dating of the Sanbagawa metamorphic rocks in the Besshi–Asemi-gawa region, central Shikoku, Japan, and tectonostratigraphic consequences. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 125, 183–194.
- 青矢陸月・遠藤俊祐, 2017, 初期三波川変成作用の認識, 及び後期白亜紀三波川沈み込み帯の描像. 地質雑, 123, 677–698.
- Banno, S., Higashino, T., Otsuki, M., Itaya, T. and Nakajima, T., 1978, Thermal structure of the Sanbagawa belt in central Shikoku. *Jour. Phys. Earth Suppl.*, 26, 345–356.
- Banno, S. and Sakai, C., 1989, Geology and metamorphic evolution of the Sanbagawa belt, Japan. In: Daly, J.S., Cliff, R.A., Yardley, B.W.D. (Eds.), *Evolution of Metamorphic Belts. Spec. Publ., Geol. Soc.*, 43, 519–532.
- Bassett, D., Sutherland, R., Henrys, S., Stern, T., Scherwath, M., Benson, A., et al., 2010, Three-dimensional velocity structure of the northern Hikurangi margin, Raukumara, New Zealand: Implications for the growth of continental crust by subduction erosion and tectonic underplating. *Geochem., Geophys., Geosyst.*, 11, <https://doi.org/10.1029/2010gc0003137>.
- Berger, A.L., Spotila, J.A., Chapman, J.B., Pavlis, T.L., Enkelemann, E., Ruppert, N. and Buscher, J.T., 2008, Architecture, kinematics, and exhumation of a convergent orogenic wedge: A thermochronological investigation of tectonic–climatic interactions within the central St. Elias orogen, Alaska. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 270, 13–24.
- Brizzi, S., Becker, T.W., Faccenna, C., Behr, W., van Zelst, I., Zilio, L.D. and van Dinther, Y., 2021, The Role of Sediment Accretion and Buoyancy on Subduction Dynamics and Geometry. *Geophys. Res. Lett.*, 48, e2021GL096266.
- Burbank, D., 2002, Rates of erosion and their implications for exhumation. *Mineral. Mag.*, 66, 25–52.
- Calvert, A.J., Fisher, M.A., Ramachandran, K. and Trehu, A.M., 2003, Possible emplacement of crustal rocks into the forearc mantle of the Cascadia Subduction Zone. *Geophys. Res. Lett.*, 30, doi:10.1029/2003GL018541.
- Calvert, A.J., Ramachandran, K., Kao, H. and Fisher, A., 2006, Local thickening of the Cascadia forearc crust and the origin of seismic reflectors in the uppermost mantle. *Tectonophysics*, 420, 175–188.
- Clift, P.D. and Vannucchi, P., 2004, Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones; implications for the origin and recycling of the continental crust. *Rev. Geophys.*, 42, doi: 10.1029/2003RG000127.
- Dallmeyer, R.D., Takasu, A. and Yamaguchi, K., 1995, Mesozoic tectonothermal development of the Sanbagawa, Mikabu and Chichibu belts, south-west Japan: Evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ whole-rock phyllite ages. *Jour. Metamor. Geol.*, 13, 271–286.
- Davis, E.E. and Hyndman, R.D., 1989, Accretion and recent deformation of sediments along the northern Cascadia subduction zone. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 101, 1465–1480.
- 榎並正樹, 1982, 四国中央部別子地域・三波川帯の灰長石–黒雲母帯. 地質雑, 88, 887–900.
- Endo, S., Miyazaki, K., Danhara, T., Iwano, H. and Hirata, T., 2018, Progressive changes in lithological association of the Sanbagawa metamorphic complex,

- Southwest Japan: Relict clinopyroxene and detrital zircon perspectives. *Island Arc*, **27**, <https://doi.org/10.1111/iar.12261>.
- Ernst, W.G., Seki, Y., Onuki, H. and Gilbert, M.C., 1970, Comparative study of low-grade metamorphism in the California Coast Ranges and other metamorphic belt of Japan. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, **124**, 276.
- Faure, M., Iwasaki, M., Ichikawa, K. and Yao, A., 1991, The significance of Upper Jurassic radiolarians in high pressure metamorphic rocks of SW Japan. *Jour. Southeast Asian Earth Sci.*, **6**, 131–136.
- Feng, L., Bartholomew, M.J. and Choi, E., 2015, Spatial arrangement of décollements as a control on the development of thrust faults. *Jour. Struct. Geol.*, **75**, 49–59.
- Fukunari, T. and Wallis, S.R., 2007, Structural evidence for large-scale top-to-the north normal displacement along the Median Tectonic line in southwest Japan. *Island Arc*, **16**, 243–261.
- Graveleau, F., Jacques Malavieille, M. and Dominguez, S., 2012, Experimental modelling of orogenic wedges: A review. *Tectonophys.*, **538–540**, 1–66.
- Guillot, S., Hattori, K., Agard, P., Schwartz, S. and Vidal, O., 2009, Exhumation processes in oceanic and continental subduction contexts: A review. In Lallemand, S. and F. Funiciello, F., eds., *Subduction Zone Geodynamics*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, pp. 175–205.
- Gutscher, M.-A., Klaeschen, D., Flueh, E. and Malavieille, J., 2001, Non-Coulomb wedges, wrong-way thrusting, and natural hazard in Cascadia. *Geology*, **29**, 379–382.
- Haberland, C., Mokhtari, M., Babaei, H.A., Ryberg, T., Masoodi, M., Partabian, A., and Lauterjung, J., 2020, Anatomy of a crustal-scale accretionary complex: Insights from deep seismic sounding of the onshore western Makran subduction zone, Iran. *Geology*, **49**, 3–7.
- Hara, H., Nakamura, Y., Hara, K., Kurihara, T., Mori, H., Iwano, H., Danhara, T., Sakata, S. and Hirata, T., 2017, Detrital zircon multi-chronology, provenance, and low-grade metamorphism of the Cretaceous Shimanto accretionary complex, eastern Shikoku, Southwest Japan: Tectonic evolution in response to igneous activity within a subduction zone. *Island Arc*, **26**, e12218, DOI: 10.1111/iar.12218.
- Hara, I., Shiota, T., Hide, K., Kanai, K., Goto, M., Seki, S., Kaikiri, K., Takeda, K., Hayasaka, Y., Miyamoto, T., Sakurai, Y., Ohtomo, Y., 1992, Tectonic evolution of the Sambagawa schists and its implications in convergent margin processes. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C*, **9**, 495–595.
- 東野外志男, 1990, 四国中央部三波川変成帯の変成分帯. *地質雑*, **96**, 653–670.
- 平山 健・山下 昇・須鎗和巳・中川衷三, 1956, 7万5千分の1 剣山図幅および同説明書. 51 p. 徳島県.
- 伊熊俊幸, 1980, 高知県領石・物部川地域の秩父累帯白亜紀層の変形. *地質雑*, **86**, 389–407.
- 石田啓祐, 1987, 四国東部秩父累帯南帯の地質学的・微化石年代学的研究. 徳島大学教養部紀要 (自然科学), **20**, 47–121.
- 石田啓祐, 1998, 四国東部, 四万十累層群の岩相層序と放散虫年代. 大阪微化石研究会誌, 特別号, no. **11**, 189–209.
- 石田啓祐・香西 武, 2003, 四国東部秩父累帯の地帯区分と層序. 徳島大学総合科学部自然科学研究, **16**, 11–41.
- 石濱茂崇・君波和雄, 2000a, 砂質岩・泥質岩の化学組成からみた四国中央-東部における三波川(緑泥石帯)とジュラ-白亜紀付加体(秩父累帯南帯-四万十帯北帯)との関連. *地質学論集*, no. **57**, 133–143.
- 石濱茂崇・君波和雄, 2000b, 砂岩と頁岩の化学組成に基づく四国東部秩父累帯南帯・四万十帯北帯の岩石相ユニット. *地質学論集*, no. **57**, 97–106.
- 石塚英夫・三宅真紀・武田尚子, 2003, 四国西部～中東部の南部秩父帯三宝山ユニットに分布する緑色岩類の起源と変成作用. *地質雑*, **109**, 267–279.
- 磯崎行雄, 1986, 秩父累帯北帯新改層とペルム紀末の黒瀬川地塊北縁部取東域. *地質雑*, **92**, 497–516.
- Isozaki, Y., 1987, End-Permian convergent zone along the northern margin of Kurosegawa landmass and its products in central Shikoku, southwest Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, **30**, 51–131.
- 磯崎行雄, 1988, 三波川変成作用と三宝山-四万十帯の形成. *月刊地球*, **10**, 367–371.
- Isozaki, Y., 1996, Anatomy and genesis of a subduction-related orogen: A new view of geotectonic subdivision and evolution of the Japanese Islands. *Island Arc*, **5**, 289–320.
- Isozaki, Y., Aoki, K., Nakama, T. and Yanai, S., 2010, New insight into a subduction-related orogen: A reappraisal of the geotectonic framework and evolution of the Japanese Islands. *Gondwana Res.*, **18**, 82–105.
- 磯崎行雄・橋口孝泰・板谷徹丸, 1992, 黒瀬川クリッペの検証. *地質雑*, **98**, 917–941.
- Isozaki Y. and Itaya, T., 1990, Chronology of Sanbagawa metamorphism. *Jour. Metamorphic Geol.* **8**, 401–411.

- 磯崎行雄・丸山茂徳, 1991, 日本におけるプレート造山論の歴史と日本列島の新しい地体構造区分. 地学雑誌, **100**, 697-761.
- Itaya T. and Takasugi H., 1988, Muscovite K-Ar ages of the Sanbagawa schists, Japan and argon depletion during cooling and deformation. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **100**, 281-290.
- 岩崎正夫, 1979, 三波川帯の基盤. 加納 博教授記念論文集「日本列島の基盤」, 281-298.
- 岩崎正夫・市川浩一郎・八尾 昭・Faure, M., 1984, 四国東部みかぶ緑色岩類中の緑色岩礫岩の時代. 日本地質学会関西支部報97・西日本支部会報81(合併号), 21.
- 岩崎正夫・鈴木堯士・須鎗和巳, 1991, 御荷鉾緑色岩類. 日本の地質8 四国地方, 共立出版, 50-63.
- 関東山地団体研究グループ, 1994, 関東山地, 神流川流域の秩父累帯北帯. 地球科学, **48**, 83-101.
- 関東山地団体研究グループ, 2002, 関東山地, ミカブ緑色岩類に累重する砕屑岩層—西御荷鉾層の起源と堆積環境—. 地球化学, **56**, 333-346.
- Kawachi, Y., 1968, Large-scale overturned structure in the Sanbagawa metamorphic zone in central Shikoku, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **74**, 607-616.
- 剣山研究グループ, 1984, 四国中央部大歩危地域の三波川帯の層序と地質構造. 地球科学, **38**, 53-63.
- Kiminami, K., 2010, Parentage of low-grade metasediments in the Sanbagawa belt, eastern Shikoku, SW Japan, and its geotectonic implications. *Island Arc*, **19**, 530-545.
- Kiminami, K., Hamasaki, A. and Matsuura, T., 1999, Geochemical contrast between the Sanbagawa psammitic schists (Oboke unit) and the Cretaceous Shimanto sandstones in Shikoku, Southwest Japan and its geologic significance. *Island Arc*, **8**, 373-382.
- Kiminami, K. and Ishihama, S., 2003, The parentage of low-grade metasediments in the Sanbagawa Metamorphic Belt, Shikoku, Southwest Japan, based on whole-rock geochemistry. *Sediment. Geol.*, **159**, 257-274.
- 君波和雄・松浦卓史・岩田尊夫・三浦健一郎, 1998, 四国東部に分布する白亜系四万十累層群の砂岩組成と白亜紀火山活動との関連. 地質雑, **104**, 314-326.
- Kiminami, K., Miyashita, S. and Kawabata, K., 1994, Ridge collision and in-situ greenstones in accretionary complexes: An example from the Late Cretaceous Ryukyu Islands and southwest Japan margin. *Island Arc*, **3**, 103-111.
- 君波和雄・杉浦由希子・宮本真理子, 2007, 変成～弱変成付加体におけるビトリナイトの反射率と光学異方性: 四国東部の三波川変成帯-北部秩父帯を例として. 地質雑, **113**, 532-541.
- 君波和雄・戸田祐貴, 2007, 徳島県美馬市南部の三波川変成帯の変堆積岩の原岩層. 地質雑, **113**, 158-167.
- Kimura, H., Takeda, T., Obara, K. and Kasahara, K., 2010, Seismic evidence for active underplating below the megathrust earthquake zone in Japan. *Science*, **329**, 210-212.
- Kimura, G., Maruyama, S., Isozaki, Y. and Terabayashi, M., 1996, Well-preserved underplating structure of the jadeitized Franciscan complex, Pacheco Pass, California. *Geology*, **4**, 75-78.
- Knittel, U., Suzuki, S., Nishizaka, N., Kimura, K., Tsai, W.-L., Lu, H.-Y., Ishikawa, Y., Ohno, Y., Yanagida, M. and Lee, Y.-H., 2014, U-Pb ages of detrital zircons from the Sanbagawa Belt in western Shikoku: Additional evidence for the prevalence of Late Cretaceous protoliths of the Sanbagawa Metamorphics. *Jour. Asian Earth Sci.*, **96**, 148-161.
- Knittel, U., Walia, M., Suzuki, S. and Lee, Y.-H., 2018, U-Pb single grain zircon ages for Sanbagawa Metamorphic Rocks in central Shikoku (Japan): the Sanbagawa Belt re-united. *Okayama Univ. Earth Sci. Rept.*, **25**, 39-48.
- Knittel, U., Walia, M., Suzuki, S. and Lee, Y.-H., 2019, Late Cretaceous age of eclogite facies metamorphism of the Sanbagawa Belt in the Asemi River area, Shikoku (SW Japan): evidence from detrital zircon. *Jour. Asian Earth Sci.*, **177**, 48-51.
- 小島丈児, 1951, 四国中央部結晶片岩地域の層序と構造. 地質雑, **57**, 177-190.
- 小島丈児・秀 敬・吉野言生, 1956a, 四国三波川におけるキースラガーの層序学的位置. 地質雑, **62**, 30-45.
- 小島丈児・吉田博直・甲藤次郎・市川浩一郎・石井健一, 1956b, 四国西条-上八川路線に沿う三波川帯の地質. 地質雑, **62**, 317-326.
- Konstantinovskaya, E and Malavieille, J., 2005, Erosion and exhumation in accretionary orogens: Experimental and geological approaches. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **6**, doi:10.1029/2004GC000794.
- Konstantinovskaya, E and Malavieille, J., 2011, Thrust wedges with décollement levels and syntectonic erosion: A view from analog models. *Tectonophys.*, **502**, 336-350.
- Kubota, Y. and Takeshita, T., 2008, Paleocene large-scale normal faulting along the Median Tectonic Line, western Shikoku, Japan. *Island Arc*, **17**, 129-151.
- 公文富士夫, 1981, 徳島県南部の四万十累帯白亜系. 地質雑, **87**, 277-295.
- Malavieille, J., 2020, Impact of erosion, sedimentation,

- and structural heritage on the structure and kinematics of orogenic wedges: Analog models and case studies. *GSA Today*, **20**, doi: 10.1130/GSATG48A.1.
- Malavieille, J. and Konstantinovskaya, E., 2010, Impact of surface processes on the growth of orogenic wedges: Insights from analog models and case studies. *Geotectonics*, **44**, 541–588.
- Maruyama, S., Liou, J.G. and Terabayashi, M., 1996, Blueschists and eclogites of the world and their exhumation. *Internat. Geol. Rev.*, **38**, 485–594.
- 丸山茂徳・真砂英樹・片山郁夫・岩瀬康幸・鳥海光弘, 2004, 広域変成作用論の革新的変貌. 地学雑誌, **113**, 727–768.
- 松岡喜久次, 1999, 関東山地北縁, 御荷鉾緑色岩の赤色頁岩からのジュラ紀新世放射虫化石の発見. 地球科学, **53**, 71–74.
- 松岡喜久次, 2013, 関東山地北東部, 秩父帯北帯の柏木ユニット—岩相, 地質年代および海洋プレート層序—. 地球科学, **67**, 101–112.
- 松岡 篤, 1998, 四国西端部秩父累帯の地体構造区分. 地質雑, **104**, 565–576.
- 松岡 篤・山北 聡・榊原正幸・久田健一郎, 1998, 付加体地質の観点に立った秩父累帯のユニット区分と四国西部の地質. 地質雑, **104**, 634–653.
- Menant, A., Angiboust, S., Gerya, T., Lacassin, R., Simoes, M. and Grandin, R., 2020, Transient stripping of subducting slabs controls periodic forearc uplift. *Nature Com.*, **11**, doi.org/10.1038/s41467-020-15580-7.
- 宮本隆実, 1980, 西南日本外帯の秩父帯白亜系の層序学的・堆積学的研究. 広島大学地学研究報告, **23**, 1–138.
- Moore, J.C., Diebold, J., Fisher, M.A., Sample, J., Brocher, T., Talwani, M., Ewing, J., von Huene, R., Rowe, C., Stone, D., Stevens, C., and Sawyer, D., 1991, EDGE deep seismic-reflection transect of the eastern Aleutian arc-trench layered lower crust reveals underplating and continental growth. *Geology*, **19**, 420–424.
- Müller, R.D., Seton, M., Zahirovic, S., Williams, S.E., Matthews, S.E.K., Nicky, M., Wright, N.M., Shephard, G.E., Maloney, K.T., Barnett-Moore, N., Hosseinpour, M., Bower, D.J., and John Cannon, J., 2016, Ocean basin evolution and global-scale plate reorganization events since Pangea breakup. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **44**, 107–38.
- 村田明広, 2014, 四国中東部, 三嶺—剣山地域の御荷鉾緑色岩類～秩父北帯の地質構造. 徳島大学総合科学部自然科学研究, **28**, 55–63.
- 村田明広, 2016, 秩父帯. 日本地方地質誌 7 四国地方, 朝倉書店, 103–150.
- 村田明広・犬房陽一・前川寛和, 2010, 四国中央部～西部, 上土居地域と小田地域における御荷鉾緑色岩類の地質構造. 徳島大学総合科学部自然科学研究, **24**, 55–64.
- 村田明広・前川寛和, 2009, 四国中央部, 西石原地域における御荷鉾緑色岩類の地質構造. 徳島大学総合科学部自然科学研究, **23**, 73–81.
- Nagata, M., Miyazaki, K., Iwano, H., Danhara, T., Obayashi, H., Hirata, T., Yagi, K., Kouchi, Y., Yamamoto, K. Otoh, S., 2019, Timescale of material circulation in subduction zone: U–Pb zircon and K–Ar phengite double-dating of the Sanbagawa metamorphic complex in the Ikeda district, central Shikoku, southwest Japan. *Island Arc*, <https://doi.org/10.1111/iar.112306>.
- 成田耕一郎・山路 敦・田上高広・栗田裕司・小布施明子・松岡数充, 1999, 四国の第三系久万層群の堆積年代とその意義. 地質雑, **105**, 305–308.
- 西村年晴, 2016, 和泉層群. 日本地方地質誌, 四国地方, 44–50.
- Noda, A. and Sato, D., 2018, Submarine slope-fan sedimentation in an ancient forearc-related to contemporaneous magmatism: The Upper Cretaceous Izumi Group, southwestern Japan. *Island Arc*, **27**, doi: 10.1111/iar.12240.
- 小川勇二郎, 1974, 四国東部秩父帯の地質構造. 地質雑, **80**, 439–455.
- Okamoto, K., Maruyama, S. and Isozaki, Y., 2000, Accretionary complex origin of the Sanbagawa, highP/T metamorphic rocks, Central Shikoku, Japan — Layer-parallel shortening structure and greestone geochemistry —. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **106**, 70–86.
- Okudaira, T., Hayasaka, ., Himeno, O., Watanabe, K., Sakurai, Y. and Ohtomo, K., 2001, Cooling and inferred exhumation history of the Ryoke metamorphic belt in the Yanai district, south–west Japan: Constraints from Rb–Sr and fission-track ages of gneissose granitoid and numerical modeling. *Island Arc*, **10**, 98–115.
- 大藤 茂・下條将徳・青木一勝・中間隆晃・丸山茂徳・柳井修一, 2010, 砂岩変岩中のジルコンの年代分布に基づく三波川帯再区分の試み. 地学雑誌, **119**, 333–346.
- 小柳津 篤・君波和雄, 2000, 四国西部の四万十帯における白亜紀末～古第三紀初期の砂岩組成とその意義. 地質学論集, no. 57, 29–41.
- 小柳津 篤・君波和雄, 2004, 四国西部四万十帯における白亜紀後期から古第三紀初期にかけての後背地の変遷とその意義. 地質雑, **110**, 403–416.

- 小柳津 篤・三浦健一郎・田中利治・林 久晃・君波和雄, 2002, 四国西部の四万十累層群の地質と放散虫年代. 地質雑, **108**, 701–720.
- 小澤大成・元山茂樹・井上宗弥・加藤康浩・村田 守, 1999, 四国東部みかぶ緑色岩類の岩石学的特徴. 地質学論集, no. **52**, 217–228.
- Platt, J.P., 1986, Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **97**, 1037–1053.
- Platt, J.P., 1993, Exhumation of high-pressure rocks: a review of concept and process. *Terra Nova*, **5**, 119–133.
- Platt, J.P.・Wallis, S.R., 1991, 高圧変成帯はどうやって上昇したのか. 科学, **61**, 535–543.
- Ring, U. and Brandon, M., 2008, Exhumation settings, Part I: Relatively simple cases. *Internat. Geol. Rev.*, **50**, 97–120.
- Ring, U., Brandon, M., Willett, S.D. and Lister, G.S., 1999, Exhumation processes. In Ring, U. and Brandon, M., ed., Exhumation Processes: Normal Faulting, Ductile Flow and Erosion. *Geol. Soc., London, Spec. Publ.*, **154**, 1–27.
- Ruh, J.B., 2020, Numerical modeling of tectonic underplating in accretionary wedge systems. *Geosphere*, **16**, <https://orcid.org/0000-0001-7035-1453>
- 榎原正幸, 2016, 御荷鉾緑色岩類. 日本地方地質誌 7 四国地方, 89–102.
- Sawada, H., Isozaki, Y., Aoki, S., Sakata, S., Sawaki, Y., Hasegawa, R. and Nakamura, Y., 2019, The Late Jurassic magmatic protoliths of the Mikabu greenstones in SW Japan: A fragment of an oceanic plateau in the Paleo-Pacific Ocean. *Jour. Asian Earth Sci.*, **169**, 228–236.
- Scholl, D.W., 2019, Seismic imaging evidence that forearc underplating built the accretionary rock record of coastal North and South America. *Geol. Mag.*, **158**, 1–14
- Scholl, D.W., Kirby, S.H., von Huene, R., Ryan, H., Wells, R.E. and Geist, E.L., 2015, Great (\geq MW8.0) megathrust earthquakes and the subduction of excess sediment and bathymetrically smooth seafloor. *Geosphere*, **11**, 236–265.
- Selverstone, J., 2005, Are the Alps collapsing? *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **33**, doi: 10.1146/annurev.earth.33.092203.122535.
- Shinjoe, H. and Tagami, T., 1994, Cooling history of the Sanbagawa metamorphic belt inferred from fission track zircon ages. *Tectonophys.*, **239**, 73–79.
- 須鎗和巳・桑野幸夫・石田啓祐, 1980, 御荷鉾緑色岩に関する 2, 3 の問題. 中生代造構作用の研究, **2**, 21–29.
- 須鎗和巳・桑野幸夫・石田啓祐, 1982, 御荷鉾緑色岩類およびその周辺の層序と構造—その 2. 四国東部秩父累帯北帯の中生界層序に関する 2・3 の知見—, 徳島大学教養部紀要 (自然科学), **15**, 51–71.
- Suzuki, K. and Adachi, M., 1998, Denudation history of the high T/P Ryoke metamorphic belt, southwest Japan: constraints from CHIME monazite ages of gneisses and granitoids. *Jour. Metamor. Geol.*, **16**, 23–37.
- Suzuki, S. and Ishizuka, H., 1998, Low-grade metamorphism of the Mikabu and northern Chichibu belts in central Shikoku, SW Japan: Implications for the areal extent of the Sanbagawa low-grade metamorphism. *Jour. Metamor. Geol.*, **16**, 107–16.
- Syracuse, E.M., van Keken, P.E. and Abers, G.A., 2010, The global range of subduction zone thermal models. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **183**, 73–90.
- Takasu, A. and Dallmeyer, R.D., 1990, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral age constraints for the tectonothermal evolution of the Sambagawa metamorphic belt, central Shikoku, Japan: a Cretaceous accretionary prism. *Tectonophys.*, **185**, 111–139.
- Takatsuka, K., Kawakami, T., Skrzypek, E., Sakata, S., Obayashi, H. and Hirata, T., 2018, Spatiotemporal evolution of magmatic pulses and regional metamorphism during a Cretaceous flare-up event: Constraints from the Ryoke belt (Mikawa area, central Japan). *Lithos*, **308–309**, 428–448.
- 武田賢治・佃 栄吉・徳田 満・原 郁夫, 1977, 三波川帯と秩父帯の構造的関係. 秀 敬編「三波川帯」, 広島大学出版研究会, 107–151.
- 田中明子・矢野雄策・笹田政克・大久保泰邦・梅田浩司・中司 昇・秋田藤夫, 1999, 坑井の温度データによる日本の地温勾配値のコンパイル. 地質調査所月報, **50**, 457–487.
- 寺岡易司・奥村公男, 1992, 四万十帯北帯の構造区分と白亜系砂岩組成. 地質学論集, no. **38**, 261–270.
- 富永良三, 1990, 四国東部秩父帯北帯のジュラ紀付加体. 地質雑, **96**, 505–522.
- Tominaga, R., 1990, Tectonic development of the Chichibu Belt, Southwest Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C*, **19**, 377–413.
- Tominaga, K. and Hara, H., 2021, Paleogeography of Late Jurassic large-igneous-province activity in the Paleo-Pacific Ocean: Constraints from the Mikabu greenstones and Chichibu accretionary complex, Kanto Mountains, Central Japan. *Gondwana Res.*, **89**,

- 177–192.
- 辻 智大・榊原正幸, 2008, 四国西部における北部秩父帯の大規模逆転構造. 地質雑, **115**, 1–16.
- Wallis, S., 1998, Exhuming the Sanbagawa metamorphic belt: the importance of tectonic discontinuities. *Jour. Metamorphic Geol.*, **16**, 83–95.
- Willett, S.D., 1999, Orogeny and orography: The effects of erosion on the structure of mountain belts. *Jour. Geophys. Res.*, **104**, 28957–28981.
- Wu, J.T.J. and Wu, J., 2019, Izanagi-Pacific ridge subduction revealed by a 56 to 46 Ma magmatic gap along the northeast Asian margin. *Geology*, **47**, 953–957.
- 山北 聡, 1998, 北部秩父帯とはどの範囲か—北部秩父帯と黒瀬川帯をめぐる地体区分状上の問題—. 地質雑, **104**, 623–633.
- 山崎哲司・横田佳憲・奥村 清, 1993, 高知県安芸市東部から産する白亜紀放射虫化石—四万十帯北帯と南帯に関して—. 大阪微化石研究会誌, 特別号, no. **9**, 215–223.
- 吉倉伸一・板谷徹丸・岡村 真, 1991, 四国四万十帯大山岬層産結晶片岩礫の K–Ar 年代. 日本地質学会第 98 年学術大会講演要旨, 434.
- Zilio, L.D., Ruh, J. and Avouac, J.-P., 2020. Structural evolution of orogenic wedges: Interplay between erosion and weak décollements. *Tectonics*, **39**, e2020TC006210. [https:// doi.org/ 10.1029/2020TC006210](https://doi.org/10.1029/2020TC006210).

Abstract

Exhumation of high P/T metamorphic rocks is a subject of ongoing debate. The Sanbagawa metamorphic belt is a typical high P/T metamorphic belt in Southwest Japan. Geodynamic cause(s) and process for the exhumation of the Sanbagawa metamorphic rocks are still debated, and yet to be resolved. Here, I examine depositional ages of the protoliths for the low-grade (chlorite zone) metamorphic rocks in the Sanbagawa belt, eastern Shikoku, SW Japan, in addition to geologic structures of the Sanbagawa and Northern Chichibu belts, and propose a plausible scenario for the exhumation of the Sanbagawa metamorphic rocks described below.

1) The Sanbagawa belt represents underplated deeper facies of the Cretaceous Shimanto accretionary complex, but not the Jurassic Chichibu accretionary complex. 2) The depositional ages of the parent sediments of low-grade metamorphic rocks found in the Sanbagawa belt and the Jurassic Northern Chichibu belt, indicate a north younging polarity. In contrast, sedimentological evidence indicates younging to the south. 3) During a depositional stage of the main part (Campanian–Early Maastrichtian) of KS-II unit in the Northern Shimanto belt, a large volume of coarse-grained clastic sediments was deposited in the Shimanto trench, leading to active underplating, and consequently a wide forearc domain was uplifted as a domal structure, and dip and facing directions of beds in the Sanbagawa and Northern Chichibu belts have changed to the south. 4) Previously reported data on vitrinite reflectance and geologic structure indicate that the Northern Chichibu belt was part of the overburden formerly lying on the Sanbagawa metamorphic rocks. 5) The Sanbagawa belt, which was the domain of maximum exhumation, experienced extensional tectonics and subsequent normal faulting in the belt and at the both sides of the belt (Median Tectonic Line and the boundary fault between the Sanbagawa belt and Mikabu greenstones). The overburden above the Sanbagawa metamorphic rocks was removed by normal faulting and surface erosion during the latest Cretaceous and early Paleogene.

<論説>

北海道登別市のカルルス粘土層の珪藻群集と火山灰組成

嵯峨山 積^{1) 2)}・井島行夫³⁾・荒川昌伸^{1) 4)}

Diatom assemblage and volcanic ash composition of the Karurusu Clay Bed
in the Noboribetsu, Hokkaido, Japan

Tsumoru Sagayama^{1) 2)}, Ikuo Izima³⁾ and Masanobu Arakawa^{1) 4)}

2022年5月1日受付

2022年7月15日受理

1) 北海道総合地質学研究中心

連絡先：〒069-0834 江別市文京台東町18番地の12
Hokkaido Research Center of Geology, c/o Sagayama, Ebetsu
069-0834, Japan

2) アースサイエンス株式会社 〒001-0039 札幌市北区北39条
西3丁目2-1

Earth Science Co. Ltd., Sapporo, 001-0039, Japan

3) 〒061-1132 北広島市北進町

Hokusin, Kitahiroshima, 061-1132, Japan

4) 株式会社荒川設備 〒059-0033 北海道登別市栄町3丁目18-5
Arakawa Facilities Co. Ltd., Noboribetsu, 059-0033, Japan

Corresponding author: T. Sagayama: tsaga@hrcg.jp

要旨

登別市カルルス町には湖沼堆積物であるカルルス粘土層が分布する。同層は登別軽石流堆積物Iにより登別川(旧名;千歳川)が堰き止められ堆積したとされ、珪藻群集と火山灰組成の分析を予察的に行った。珪藻化石は *Pinnularia subcapitata* (Ehr.) Greg. が優勢種で、*Pinnularia* 属が特徴的に多産し、堆積環境は静穏域とは考えられない。火山灰は今のところ対比可能なものはない。

Keywords: diatom assemblage, volcanic ash composition, Karurusu Clay Bed, Noboribetsu, Hokkaido

はじめに

北海道には大小さまざまな規模の内陸盆地が存在し(北川ほか, 1977), そこには第四紀の陸成堆積物が分布する。これらの、地質時代や堆積環境の解明は不十分な状況にあるものの、最近、北海道の第四紀湖沼堆積物についての報告がいくつかなされている(嵯峨山ほか, 2020, 2021; 岡ほか, 2021)。湖沼環境は陸域での古環境変動を詳しく記録している重要な場の一つであり(里口ほか, 2010), 今後、多くの研究が行われることが必要である。

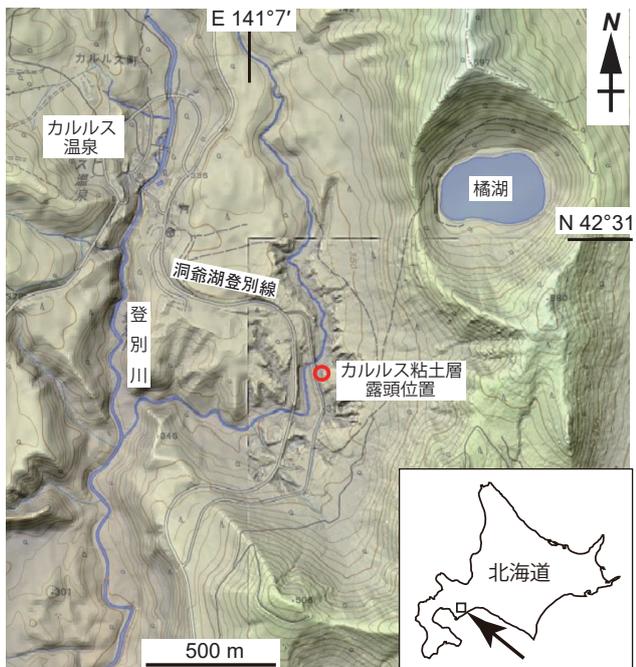
北海道中央部の登別市カルルス町には登別軽石流堆積物Iにより千歳川(現名;登別川)が堰き止められ堆積したカルルス粘土層(湖沼堆積物)が分布している。同層については花粉分析と鉱物分析は行われている(五十嵐ほか, 1983)ものの、珪藻や火山灰の分析は未実施

であることから、今回検討を行った。なお、同層は5万分の1地質図幅「登別温泉」(斎藤ほか, 1953)や北川ほか(1977)では記述されていない。

地質概要と試料採取位置

五十嵐ほか(1983)によれば、カルルス粘土層を堆積した湖沼(カルルス湖)の大きさは、東西約0.5 km, 南北約1 kmである。地質露頭は登別市カルルス温泉街の南東方約1.2 kmで、主要道道「洞爺湖登別線」の旧道の東側(北緯42°30'42", 東経141°6'56")に位置し(第1図)、標高は320 mである。

露頭における同層の厚さは14 m以上で、第2図に上部を省略した柱状図と露頭写真を示す。全体的に縞状を呈する黄褐色~暗配色の粘土~シルトからなり、所々に火山灰や軽石の薄層が挟在する。縞状の各々の厚さは最大で3~4 cmで、地層の走向・傾斜はN45°E・10°Sで、



第1図 カルルス粘土層の露頭位置
地形図はカシミールスーパー地形を用いた

南東方向に緩く傾いている。珪藻分析用の地質試料 (Ka-2, Ka-4, Ka-6) は粘土～シルト部から採取した。火山灰分析用の試料 (A, B, C) は火山灰や軽石の薄層から採取した。この内のBは厚さ4 cmの軽石層, Cは厚さ2 cmの火山灰層から採取した。

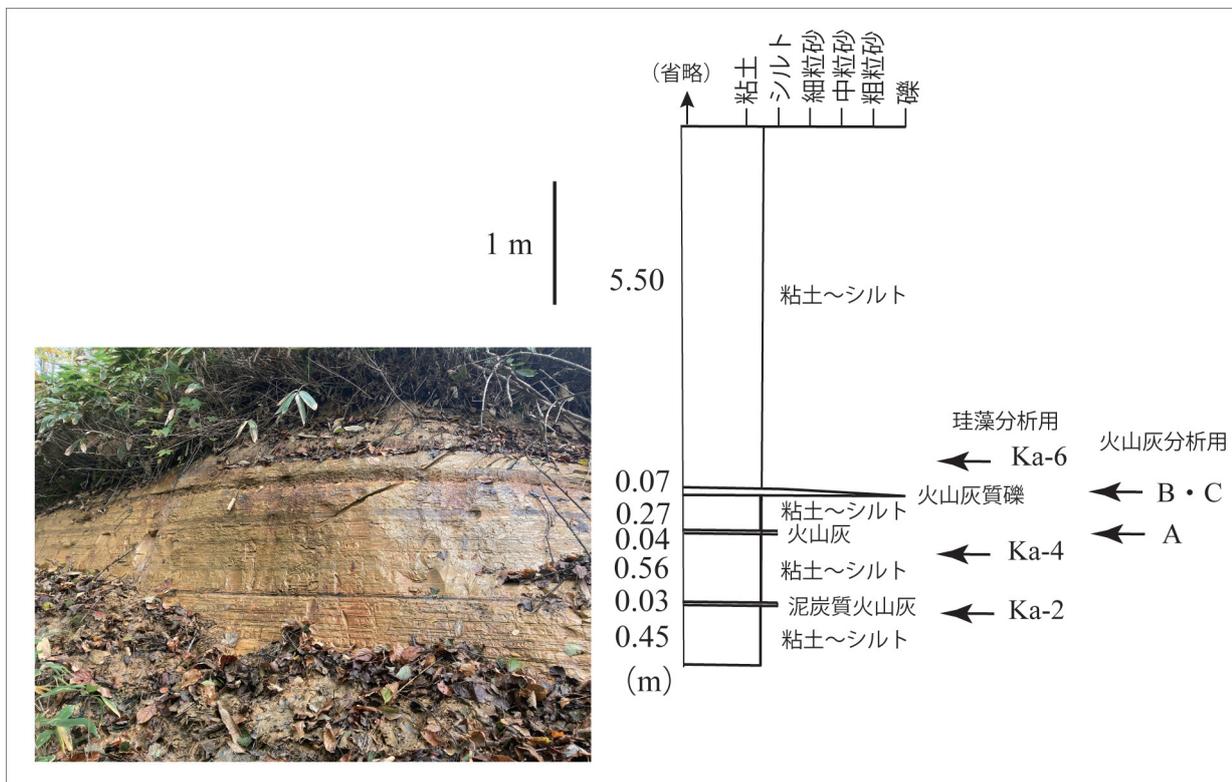
分析の方法と結果

珪藻分析 プレパラート作成や珪藻の同定・解析の方法は嵯峨山ほか (2010) とほぼ同様で, 1,000 倍の生物用光学顕微鏡で1試料につき100個体を目途に同定し, 海生種, 海～汽水生種, 汽水生種, 汽～淡水生種および淡水生種に区分した。

Ka-2 と Ka-4 では全て淡水生種で, Ka-6 では汽～淡水生種が6%産出し, その他は淡水生種である。3試料は同じような群集組成を示し, 優勢種は *Pinnularia subcapitata* (Ehr.) Greg. で, 各試料中で30～37%を占める。その他, *Pinnularia* 属が特徴的に多産する。

火山灰分析 軽石や火山灰を水洗いした後, 約60℃で乾燥し, 粒径0.125～0.063 mmの火山ガラス, 斜長石, 斜方輝石, 単斜輝石, 角閃石および岩片に区分して, 鉱物組成を明らかにした。火山ガラスの形態は町田・新井 (2003) の分類による。

全鉱物分析では岩片・風化粒が試料Aでは45.5%, 同Bでは62.0%, 同Cでは51.0%を占める。試料Aでは火山ガラスが多く, 同Bや同Cでは軽鉱物が多くなる。重鉱物は見られないか, 極めて乏しい。岩片・風化粒はいずれの試料でも淡褐色ないし白色で, 黒色のものより多い。



第2図 露頭写真と試料採取層準

第1表 珪藻化石一覧

Name of species	Name of geologic sample			
	Ecol.	Ka-2	Ka-4	Ka-6
<i>Achnanthes lanceolata</i> Bréb.	F	4	7	3
<i>Caloneis branderii</i> (Hust.) Krammer	F	4	5	1
<i>Cymbella silensiaca</i> Bleisch	F	3	1	
<i>C. tumida</i> (Bréb.) Van Heurek	F	1		
<i>Diatoma vulgare</i> Bory	F			1
<i>Eunotia glacialis</i> Meister	F	7	5	4
<i>E. praerupta</i> Ehr.	F	1	1	1
<i>E. spp.</i>	F	1	5	3
<i>Fragilaria arcus</i> (Ehr.) Cleve	F	6	1	5
<i>F. capucina</i> var. <i>vaucheriae</i> Kütz.	F		2	
<i>F. pinnata</i> Ehr.	F			2
<i>Frustulia rhomboides</i> (Ehr.) De toni	F	5	2	1
<i>F. vulgaris</i> Thwaites	F			4
<i>Gomphonema parvulum</i> (Kütz.) Grun.	F	4		
<i>Navicula bryophila</i> Petersen	F	6	1	2
<i>N. contenta</i> Grun.	F	1	1	
<i>N. pupula</i> Kütz.	F	1		
<i>Nitzschia frustulum</i> (Kütz.) Grun.	F	1	3	1
<i>N. perminuta</i> (Grun.) Peragallo	F		5	2
<i>Pinnularia borealis</i> Ehr.	F	2		1
<i>P. gibba</i> Ehr.	F	12	8	9
<i>P. interrupta</i> W. Smith	F	1		
<i>P. microstauron</i> (Ehr.) Cleve	F			1
<i>P. subcapitata</i> (Ehr.) Greg.	F	30	37	32
<i>P. viridis</i> (Nitzsch.) Ehr.	F	1	3	4
<i>P. spp.</i>	F	6	3	5
<i>Surirella linealis</i> W. Smith	F	2	10	12
<i>S. minuta</i> Bréb.	B-F			6
<i>Synedra ulna</i> (Nitzsch) Ehr.	F	1		
Total valves counted		100	100	100
(×5) M		0	0	0
(×4) M-B		0	0	0
(×3) B		0	0	0
(×2) B-F		0	0	6
(×1) F		100	100	94
Total		100	100	100
Salinity index		1.00	1.00	1.06

考察

調査対象とした露頭は、挟在する火山灰の厚さの違いから判断して、五十嵐ほか(1983)の露頭とは異なるものとする。珪藻分析からは浮遊性淡水生種は産せず、付着性種が主であることから、堆積環境はある程度の流れがあった水域と推定される。一方、倶知安町の湖沼堆積物からは *Aulacoseira* 属などの浮遊性淡水生珪藻種が多産しており、流れが弱い静穏域であった(嵯峨山ほか, 2020, 2021)。このため、同じ湖沼堆積物であっても異なる堆積環境が存在することが示唆された。なお、多産する *Pinnularia subcapitata* は千葉・澤井(2014)によれば陸生珪藻B群に属し、湿った環境や水中にも生育するとされている。

挟在する火山灰の上下は同様な層相(縞状粘土~シルト)が連続していることから、湖沼である堆積環境下で降灰したと考えられる。ほとんど同じ厚さであることから、ほぼ流されることなく堆積したと推定される。全鉱物分析の結果は、倶知安町の湖沼堆積物中の火山灰(嵯峨山ほか, 2021)と異なるもので、今のところ対比可能な火山灰は不明である。

第2表 火山灰分析の結果

試料A 全鉱物組成(%) 200個測定

火山ガラス		軽鉱物	重鉱物	岩片・風化粒
bw	pm	9.0	0	45.5
23.5	22.0			

重鉱物組成(%)

斜方輝石	単斜輝石	角閃石	鉄鉱物
0	0	0	0

試料B 全鉱物組成(%) 200個測定

火山ガラス		軽鉱物	重鉱物	岩片・風化粒
bw	pm	27.5	1.0	62.0
5.5	4.0			

重鉱物組成(%)

斜方輝石	単斜輝石	角閃石	鉄鉱物
50	0	50	0

試料C 全鉱物組成(%) 200個測定

火山ガラス		軽鉱物	重鉱物	岩片・風化粒
bw	pm	42.5	1.0	51.0
3.5	2.0			

重鉱物組成(%)

斜方輝石	単斜輝石	角閃石	鉄鉱物
100	0	0	0

おわりに

今回、カルルス粘土層について珪藻群集と火山灰組成の予察的調査を行った。一般に湖成層の堆積環境は静穏域と考えられるものの、流水域が存在するといった可能性もあり、多様な条件下にあったと考えられる。今後、年代測定や火山灰対比など、様々な手段により同層の詳細な地質年代や堆積環境が明らかになることを期待するものである。

謝辞

北海道総合地質学研究センターの星野フサ会員（北海道大学総合博物館：ボランティア）からはカルルス粘土層についてご教示いただきました。査読者の岡 孝雄氏（北海道技術コンサルタント、北海道総合地質学研究センター）からは有益なご意見をいただきました。記して感謝申し上げます。

引用文献

千葉 崇・澤井祐紀, 2014, 環境指標種群の再検討と更新. 日本珪藻学会誌 (Diatom), **30**, 17 – 30.
 五十嵐八枝子・石井次郎・河内晋平・山崎哲良・宮坂省吾, 1983, 北海道登別市のカルルス粘土層の花粉組成と粘土鉱物組成. 第四紀研究, **22**, 11 – 18.

北川芳男・湊 正雄・橋本誠二・藤原喜樹・三谷勝利・高橋功二・松下勝秀・熊野純男・五十嵐八枝子・松沢逸巳, 1977, 北海道の内陸盆地. 地質学論集, **14**, 1 – 9.

岡 孝雄・星野フサ・関根達夫・米道 博・近藤 務・若松幹男, 2021, 最終氷期後期の有珠成層火山の形成で生じた長流川の堰き止め湖. 総合地質, **5**, 49 – 70.

嵯峨山 積・関根達夫・星野フサ, 2020, 古倶知安湖の検証：北海道倶知安町の後期更新世堆積物の微化石分析. 総合地質, **4**, 1 – 7.

嵯峨山 積・星野フサ・井島行夫・近藤玲介・関根達夫・小田桐 亮・宮入陽介・横山祐典, 2021, 古倶知安湖の検証—その2. 総合地質, **5**, 71 – 80.

嵯峨山 積・外崎徳二・近藤 務・岡村 聡・佐藤公則, 2010, 北海道石狩平野の上部更新統～完新統の層序と古環境. 地質雑, **116**, 13 – 26.

斎藤昌之・小山内 熙・酒匂純俊, 1953, 5万分の1地質図幅「登別温泉」及び同説明書. 北海道立地下資源調査所, 84p.

里口保文・竹村恵二・公文富士夫・井内美郎・高原 光, 2010, 特集号「古環境変動の解明へ貢献する湖沼堆積物の役割」の趣旨. 第四紀研究, **49**, 83 – 84.

Abstract

The Karurusu Clay Bed, lake sediments, spreads in the the Noboribetsu, central Hokkaido. It is said this bed deposited on dam up of paleo Chitose River by the Noboribetsu Pumice Flow Deposits. We analyses diatom fossils and intercalated volcanic materials in the bed. Result of diatom analysis shows the *Pinnularia subcapitata* (Ehr.) Greg. yields dominantly, and a lot of *Pinnularia* genus is also found. The volcanic materials is not correlated with other one for the present.

西南北海道北部，磯谷地域の新第三紀磯谷層の珪藻生層序

菅原 誠^{1) 2) ※}・嵯峨山 積^{1) 2)}

Diatom biostratigraphy of the Isoya Formation, Neogene, in Isoya region, northern part of southwestern Hokkaido, Japan

Makoto Sugawara^{1) 2)} and Tsumoru Sagayama^{1) 2)}

2022年6月30日受付

2022年9月1日受理

1) アースサイエンス株式会社 〒001-0039 札幌市北区北39条西3丁目2-1

Earth Science Co. Ltd., Sapporo, 2-1 Kita-39, Nishi-3, Kita-ku, Sapporo, 001-0039, Japan

2) 北海道総合地質学センター Hokkaido Research Center of Geology

※ Corresponding author : basaltbasalt@yahoo.co.jp

Keywords: southwestern Hokkaido, Isoya Formation, diatom fossil, biostratigraphy, late Miocene - early Pliocene

はじめに

西南北海道の黒松内低地帯以南では、珪藻化石・石灰質ナノ化石・有孔虫化石などの微化石や軟体動物化石による生層序、フィッシュントラック年代、K-Ar年代など年代測定の詳細な検討論文が数多く報告され、地域ごとの詳細な岩相対比も行われている。特に新第三系では、下位から中新統の訓縫層・八雲層、鮮新統の黒松内層、更新統の瀬棚層という層序が確立しており、堆積盆の形成過程なども検討されている（例えば長尾・佐々，1934b，橋本ほか，1963，八幡，1989，雁澤，1992，能條ほか，1994，能條ほか，1999，嵯峨山，2000など）。一方、黒松内低地帯の北に位置する磯谷および蘭越地域については、層序の構成や層序対比に関する報告はあるが、具体的に年代を検討した報告の数はあまり多くない。

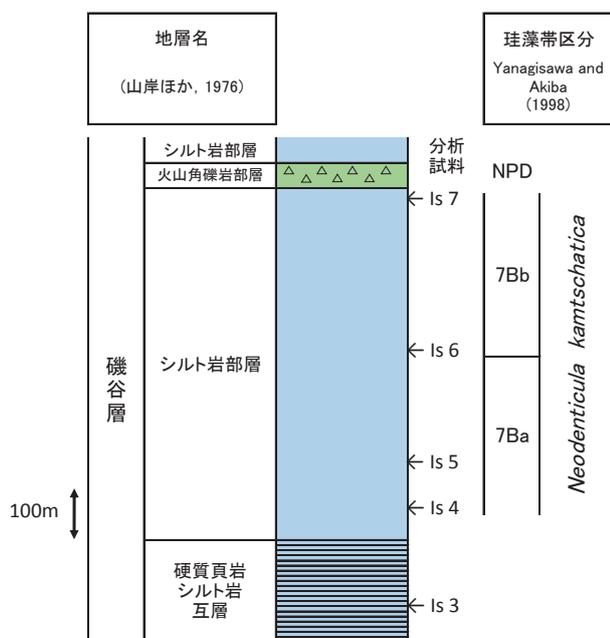
今回、珪藻化石分析用の試料を採取した磯谷海岸は、黒松内低地帯の北方に位置する。同海岸には磯谷層が分布し、「島古丹」図幅（山岸ほか，1976）、「歌棄」図

要旨

西南北海道北部の磯谷海岸に分布する磯谷層は、主に中新世の地層と考えられてきたが、同層シルト岩部層から、後期中新世から前期鮮新世の年代を示す珪藻化石が得られた。また、磯谷地域から東方の蘭越地域にかけて広く分布する上位層の尻別川層は、従来鮮新世の地層と考えられてきたが、更新世初頭の可能性が指摘されており、今回得られた珪藻化石年代は層序の再検討が必要であることを示している。黒松内低地帯以南の地域では、微化石層序が詳細に検討されており、広域対比では磯谷層シルト岩部層は、今金地域の黒松内層住吉シルト岩部層に対比される可能性が高い。

幅（山岸，1984）の他に、主に層序に関する報告としては、泊一倶知安地域との岩相対比に関する報告として八幡・岡村（2010）、ニセコ地域との岩相対比に関する報告として堀ほか（1986）、新エネルギー総合開発機構（1987）、中川ほか（2010）、海岸地形等の報告として北海道電力株式会社（2016）が存在する。具体的に年代が議論されている報告としては、岩相対比と火砕岩相のK-Ar年代に関する報告として能條ほか（1996）、軟体動物化石・底生有孔虫化石・珪藻化石に関する報告として鈴木ほか（1996）による2編の講演要旨、火砕岩相のK-Ar年代に関する報告として新エネルギー総合開発機構（1986）、広瀬ほか（2000）、珪藻化石に関する報告としてSagayama（1997）が存在する。

磯谷層の堆積年代については、山岸ほか（1976）、山岸（1984）では模式柱状図中に、それぞれ中新世および中新世～鮮新世と記載されているが、共に本文中に明確な記述は認められない。八幡・岡村（2010）、堀ほか



第2図 試料採取を行った磯谷海岸の地質柱状図. 凡例は第1図を参照.

Fig. 2 Geological column of the Isoya coast where the samples were taken. The legend is the same as in Fig. 1.

～20 cmの単層が累重した灰黄白色の硬質頁岩と厚さ数cm～30 cmの灰白色シルト岩の互層で、時折、1～1.5 mの軽石質凝灰岩やスコリア質凝灰岩が挟在する。シルト岩部層は、北の能津登付近ではN 10°～50° W, 20°～30° Eで、南の横澗付近ではNS～N 20° W, 20° Wの走向傾斜を示す。灰白～灰黄白色を呈し、塊状で、しばしば凝灰質な部分や厚さ3 m程度の黒色砂岩を挟むことがある。硬質頁岩シルト岩互層とは漸移関係にある。Is 7付近では火山角礫岩が小規模に挟在する。火山角礫岩部層は、シルト岩部層と類似の走向傾斜を示し、北側ではN 10°～50° W, 20° NE～Eで、南側ではNS～N 40° E, 10°～20° Wが主体で、一部にN 20° Wの走向方向も認められる。火山円礫岩・ハイアロクラスタイトおよびピローブレッチャから構成され、下位のシルト岩部層とは指交関係にある。

磯谷層の上位には、不整合で尻別川層が累重し、山陵地の東側に分布する。葉理の発達した中～粗粒砂岩が主体で、径5～80 cmの角礫を含む火山円礫岩や灰白色の凝灰岩を挟在する。化石床が存在し、その産出化石からは瀬棚層に相当するとされている。

山陵地の北端東側に、雷電岬火山角礫岩層が小規模に分布する。尻別川層の上位層になり整合関係にある。ハイアロクラスタイトや火山円礫岩、塊状溶岩から構成される。尻別川層と雷電岬火山角礫岩層は鮮新世に区分される。

山陵地の高い場所に、磯谷層・尻別川層を覆って磯谷溶岩が分布する。山岸ほか(1976)では、鮮新世の可能性が述べられ、磯谷層・尻別川層との関係を不整合と推定している。第四紀の主な地層は尻別川の北側に分布し、今回試料採取を行った地域付近には第1段丘堆積物以外は認められない。

なお、能條ほか(1996)が述べているように、尻別川層の模式地である蘭越地域の尻別川層は、磯谷層と一連の堆積物であり、尻別川層の名称を使用するのは不適當であるという見解もあるため、蘭越地域の磯谷層と尻別川層については更なる調査が必要である。

地質構造として、ルウベツナイ川河口付近(試料採取地点Is 3付近)に南に沈む半ドーム構造が存在し、最下位の岩相である硬質頁岩シルト岩互層が狭い範囲に分布する。ドーム構造の北側は主として北東傾斜、南側は南東傾斜、南西側は主として西傾斜の傾向を示し、ルウベツナイ川河口付近から離れるほど上位の岩相が露出している。なお、北海道電力株式会社(2016)では、ドーム構造ではなく南北に続く背斜構造として報告しているが、背斜構造であったとしても、今回試料採取を行った海岸付近は、北東に向かってより上位の岩相になるという解釈に問題は無い。

珪藻分析の方法

プレパラートの作成や珪藻の同定・解析の方法は以下の通りである。200 ml用ビーカーにハンマーで粉碎した試料約3 gを入れ、15%濃度の過酸化水素水で処理した。蒸留水を加えて約4時間放置し、上澄み液を捨て、再度、蒸留水を加え、これらを数回繰り返して酸の影響を除いた。その後、蒸留水で懸濁液(200 ml)にし、2 ml用駒込ピペットで0.3 mlを取り、ホットプレート上のカバーガラス(18×18 mm)に均一に広げた。35℃で徐々に乾燥させた後、封入剤(マウントメディア;和光純薬製)を数滴用いてスライドガラス(72×26 mm)に貼り付け鑑定用プレパラートとした。鑑定は1,000倍の生物用顕微鏡で1試料につき200殻について行った。

珪藻分析の結果

磯谷層の硬質頁岩シルト岩互層から採取した1試料(Is 3)とシルト岩部層(Is 4～Is 7)の4試料について珪藻分析を行った。結果は、硬質頁岩シルト岩互層では1個体(*Denticulopsis praedimorpha* Akiba)しか確認できず検討の対象にするのは難しいが、シルト岩部層からは良好な産出を得た。淡水生種は認められず、いずれも海生種である。優勢種は*Coscinodiscus marginatus*

第1表 珪藻分析結果一覧

Table 1 Diatom fossils yielded from Siltstone Member of the Isoya Formation

Diatom species / Geologic samples	Diatom zones		7Bb	
	7Ba	7Bb	Is 6	Is 7
<i>Actinoptychus senarius</i> (Ehr.) Ehr.	1	1		
<i>Amphora</i> sp.				1
<i>Cocconeis californica</i> Grun.	1	2		
<i>C. clandestina</i> Schmidt			1	
<i>C. costata</i> Greg.	1	4	4	2
<i>C. disculus</i> Schumann	1			
<i>C. scutellum</i> Ehr.	4	1	3	2
<i>C. sp.</i>		1		
<i>Coscinodiscus marginatus</i> Ehr.	93	51	13	3
<i>C. spp.</i>		1		2
<i>Cymatosira debyi</i> Temperè and Brun	1		3	
<i>Delphineis cf. angustata</i> (Patt.) Andrews	2	2		
<i>D. kippae</i> Sancetta			2	1
<i>D. surirella</i> (Ehr.) Andrews			4	2
<i>Denticulopsis hustedii</i> (Simonsen et Kanaya) Simonsen s.l.			1	
<i>Gramatophora cf. oceanica</i> (Ehr.) Grun.			1	
<i>Melosira sol</i> (Ehr.) Kütz.	1		2	
<i>Neodenticula kamtschatica</i> (Zabelina) Akiba et Yanagisawa	12	43	90	156
<i>Nitzschia reinholdii</i> Kanaya ex Schrader		1		
<i>N. sp. 1</i>	1		3	1
<i>Odontella aurita</i> (Lyngbye) Agardh	1			
<i>Paralia sulcata</i> (Ehr.) Cleve	3	2	2	
<i>Rhaphoneis cf. ischaboensis</i> (Grun.) Mertz.	5	2		
<i>Rhizosolenia</i> spp.	2	12	10	
<i>Stephanopyxis</i> spp.	5	1	4	7
<i>Thalassionema nitzschioides</i> H. and M. Peragallo	40	39	28	10
<i>Thalassiosira antiqua</i> (Grun.) Cleve-Euler	1	10		
<i>T. borealis</i> Koizumi	5	4		
<i>T. eccentrica</i> (Ehr.) Cleve	1	1		1
<i>T. hyalina</i> (Grun.) Gran		1		
<i>T. lineata</i> Jousé	1			
<i>T. manifesta</i> Sheshukova-Poretzkaya			1	
<i>T. marujamica</i> Sheshukova-Poretzkaya			7	
<i>T. nidulus</i> (Temperè and Brun) Jousé	1			
<i>T. oestrupii</i> (Ostenfeld) Porshkina-Labrenko s.l.			3	1
<i>T. spp.</i>	8	10	8	2
<i>Thalassiothrix frauenfeldii</i> Grun.	4	8	9	7
<i>T. robusta</i> (Schrader) Akiba	5	3	1	2
Total number of valves counted	200	200	200	200

Ehr., *Neodenticula kamtschatica* (Zabelina) Akiba et Yanagisawa および *Thalassionema nitzschioides* H. and M. Peragallo などである。*Coscinodiscus marginatus* や *Thalassionema nitzschioides* は上位に向かって産出数が減少する一方、*Neodenticula kamtschatica* は上位に向かって増加する(第1表)。珪藻帯区分に重要な種である *Thalassiosira oestrupii* (Ostenfeld) Porshkina-Labrenko は、Is 6 と Is 7 から少数ながら認められた。

考 察

1. 磯谷層の珪藻帯

試料番号 Is 4, Is 5, Is 6 および Is 7 では、*Neodenticula kamtschatica* が優勢種の1つで、*Rouxia californica* は認められないことから、いずれも Yanagisawa and Akiba (1998) の *Neodenticula kamtschatica* 帯に相当する。さらに、試料番号 Is 6 と Is 7 では、少数ながら *Thalassiosira oestrupii* が認めら

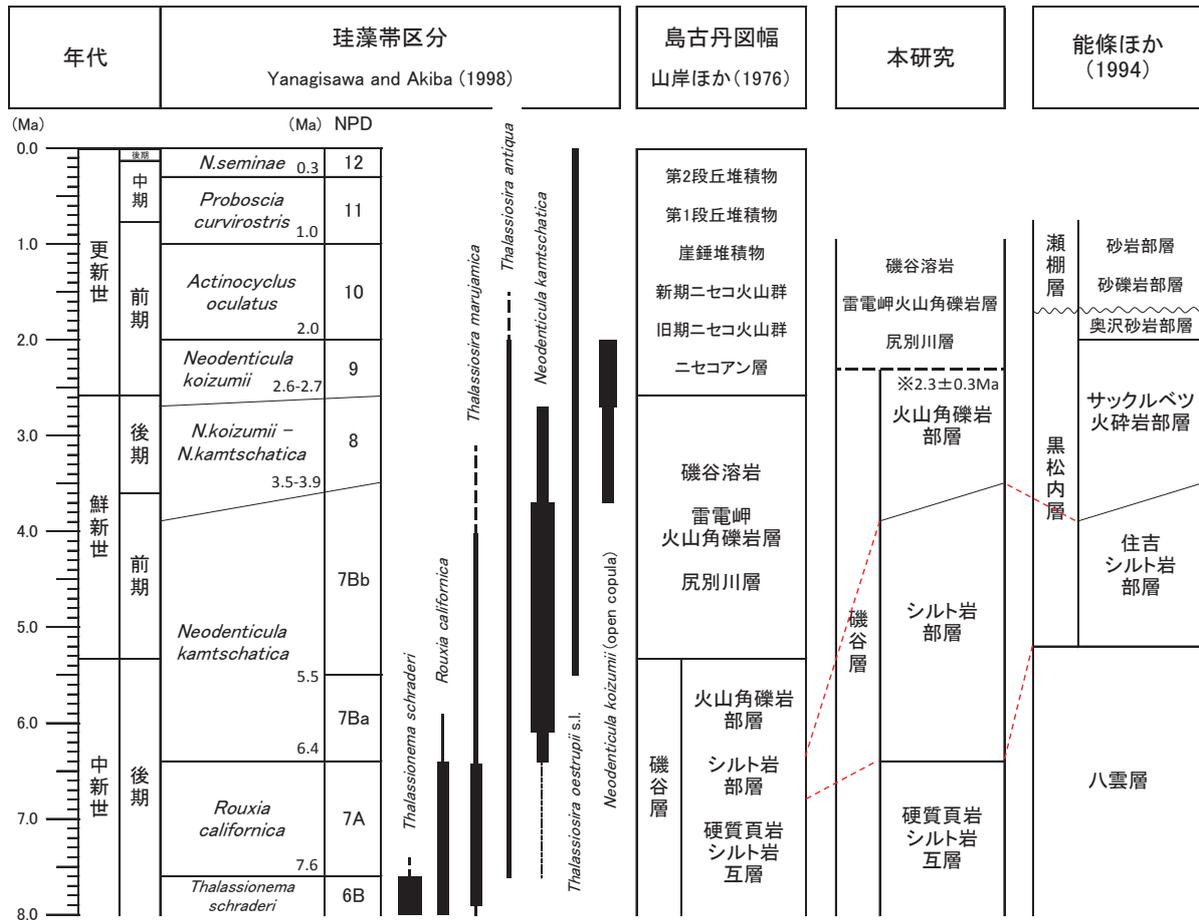
れ、*Neodenticula koizumii* が確認できないことから、試料番号 Is 4 と Is 5 は、*Neodenticula kamtschatica* 帯の 7Ba, 試料番号 Is 6 と Is 7 は *Neodenticula kamtschatica* 帯の 7Bb に相当する。7Ba の年代は 5.5 ~ 6.4 Ma, 7Bb の年代は 3.5 - 3.9 ~ 5.5 Ma である。

次にこの結果と磯谷層に関する既存報告との比較検討について述べる。山岸ほか(1976)と能條ほか(1994)との対比図を第3図に示す

山岸ほか(1976)では中新世とされている磯谷層の堆積年代は、今回の結果からシルト岩部層に関して後期中新世~前期鮮新世であることが明らかになった。

鈴木ほか(1996)では、磯谷層相当としているシルト岩相が *T. oestrupii* 帯と報告しているので、試料番号 Is 6 と Is 7 に対比されると考えられるが、試料採取位置が示されていないので、これ以上の言及は出来ない。

Sagayama (1997) は、ドーム構造の南西側の横澗漁港付近の磯谷層火山角礫岩部層から *Neodenticula kamtschatica* 帯を報告している(第1図)。火山角礫岩



第3図 山岸ほか (1976) および能條ほか (1994) との対比. ※: 新エネルギー総合開発機構 (1986)

Fig. 3 Correlation with Yamagishi(1976) and Nojo et al.(1994) based on diatom zone. ※: New Energy and Industrial Technology Development Organization (1986)

部層はドーム構造の北東側と南西側に分布し、その下位のシルト岩部層の分布域は北東側と南西側とはかなり非対称で、同部層の層厚は北東側に比べて南西側はかなり薄いと推定される。このため、珪藻帯を考慮すると、ドーム構造の北東側と南西側の火山角礫岩部層は異なる層準のもとと推定される。

広瀬ほか (2000) は、火山角礫岩部層の K-Ar 年代として 8.48 ± 0.43 Ma の後期中新世の年代値を報告している。試料採取地点は掲載された緯度経度から判断するとドーム構造の南西側で 4 km 弱離れた「美谷」付近 (第1図の範囲外) で、山岸 (1984) の磯谷層の砂岩・火山角礫岩互層と水冷破碎岩の境界付近である。ドーム構造を考慮すると、山岸ほか (1976) のシルト岩部層の上位にある火山角礫岩部層に相当する可能性があるが、今回の珪藻化石年代の結果と K-Ar 年代値は逆転している。珪藻年代 7Bb の試料番号 Is 6 と Is 7 と同時異相の可能性を考えた場合、5.5 Ma と 8.48 ± 0.43 Ma の年代値では誤差を考慮しても最小で約 2.5 Ma の差があり、山岸ほか (1976) の磯谷層の火山角礫岩部層とは考えにくい。

本地域南の山岸 (1984) では、磯谷層は砂岩・火山角礫岩と水冷破碎岩がかなりの割合を占めており、これらはシルト岩より下位の岩相になっているので、 8.48 ± 0.43 Ma という年代と矛盾しないが、ドーム構造との整合性が取れない。さらに、北海道電力株式会社 (2016) では、ドーム構造の南西側の火砕岩は二股層としており、磯谷層とは指交関係で断面図が描かれている。さらにドーム構造の北東側の火砕岩部層とは異なる地層とされている。ドーム構造の北東側に小規模に分布する火砕岩と南西側に広く分布する火砕岩を同じ層準として対比できるのかどうかという問題も含め、地質構造や岩質・岩相の対比の再検討が必要であり、ドーム構造の南西側のシルト岩部層の珪藻化石の分析数を増やすことも必要と考える。

新エネルギー総合開発機構 (1986) は、磯谷層の岩脈から 2.3 ± 0.3 Ma (O-407) の年代値を報告している。試料採取位置はドーム構造の北東側へ 4 km 弱離れた尻別岬付近 (第1図) で、シルト岩部層の上位層の火山角礫岩部層の年代として矛盾しない年代値である。

2. 今金地域との対比

西南北海道の模式層序である八雲層・黒松内層・瀬棚層のうち、能條ほか(1994)は今金地域を中心に黒松内層の対比を広く行っている。それによると、黒松内層は下位から住吉シルト岩部層、サックルベツ火砕岩部層、奥沢砂岩部層に区分され、下位の八雲層とは整合漸移の関係で、「硬質頁岩層との指交部分におけるシルト岩の初出層準付近に挟在する凝灰岩の下限をもって黒松内層の基底とした」と定義されている。珪藻化石分析は、黒岩川ルート(K1~K11)と志文内-住吉ルート(K12~K16)の2ルートで実施されている。まず、優勢種を比較すると、両地域共に *Coscinodiscus marginatus*, *Neodenticula kamtschatica* および *Thalassionema nitzschioides* である点が類似している。また、*Coscinodiscus marginatus* は上位に向かって産出数が減少し、*Neodenticula kamtschatica* は上位に向かって増加する特徴も類似している。珪藻帯区分に重要な *Thalassiosira oestrupii* に関して、能條ほか(1994)では黒岩川ルート(K1~K11)の最下位のK1を除いて全ての試料で認められることから、この特徴に着目して対比すると本地域のIs 4, Is 5とK1が対比され、本地域のIs 6, Is 7は黒岩川ルートのK2から上、志文内-住吉ルートのK12から上に対比される。ただし、Is 6, Is 7は *Coscinodiscus marginatus* の量が少ないので、黒岩川ルートのK3から上、志文内-住吉ルートのK14から上にさらに限定される可能性がある。黒松内層と八雲層の境界は、黒岩川ルートではK5の下位、志文内-住吉ルートではK12よりも下位に位置しており、珪藻帯区分とは対応していない。能條ほか(1994)では、前述したように“両層の境界部に集中して挟まれる一群の軽石質凝灰岩層の出現をもって区分”(岡・三谷, 1981)を重視して両層の境界を設定しているので珪藻帯区分とは対応しない。本地域で黒松内層と八雲層の境界を考える場合、本地域と今金地域はかなり離れており同様な層相が存在するかどうかという問題があるが、そもそも本報告では詳細な地質学的調査は未実施であり、両層の境界部に認められる軽石質凝灰岩層の有無を議論することはできない。ただし、山岸ほか(1976)には硬質頁岩シルト岩互層に関して、「時折、1~1.5 mの軽石質凝灰岩やスコリア質凝灰岩が挟在する」と記載されているので、今金地域と同様の層相が存在する可能性はある。能條ほか(1994)では、黒松内層と下位の八雲層の硬質頁岩の境界部は指交関係としていたことを本地域の岩相で考えた場合、ドーム構造付近に最下位の地層として分布している硬質頁岩シルト岩互層が八雲層に相当するの

か、黒松内層と八雲層の指交部分に相当するののかということになる。少なくともIs 4付近からシルト岩のみが出現しているため、Is 4付近からは黒松内層の住吉シルト岩部層に対比できる可能性が高く、磯谷地域では黒松内層の堆積開始時期は中新世になる。

おわりに

珪藻化石年代から、磯谷層シルト岩部層は後期中新世から前期鮮新世にかけての堆積年代を示すことが明らかになった。鈴木ほか(1996)および能條ほか(1996)の講演要旨によって、既に報告されていた年代と一部異なる年代が得られたが、詳細な試料採取地点や詳細な珪藻化石分析結果を示せたことが重要である。ただし、詳細な岩相記載が実施できておらず、既報告の年代値と地質構造に矛盾が生じており、より詳細で広域的な岩相對比が出来ていない状況なので、今後より詳細な地質調査が必要である。

今回の調査結果や鈴木ほか(1996)、能條ほか(1996)の報告から、本地域の東側の蘭越地域には山岸ほか(1976)で尻別川層とされた地層や磯谷層は、八雲層および黒松内相当層と考えられるため、八雲層堆積期~黒松内層堆積期の期間には、黒松内低地帯の北方にも堆積盆が存在したと考えられる。今後、試料採取地域の詳細な地質調査に加えて、より広い地域からの試料採取も行う必要がある。また、岩相によっては珪藻化石にとどまらず石灰質ナンノ化石・有孔虫などの他の微化石や軟体動物化石などの検討も必要と考えられる。

謝辞

アースサイエンス株式会社の飯田友章氏には分析試料採取の際に御協力頂いた。珪藻分析はアースサイエンス株式会社の施設を利用して行わせていただいた。本原稿は能條 歩北海道教育大学岩見沢校教授の懇切丁寧な査読によって内容を大きく改善することが出来た。記して感謝申し上げます。

引用文献

- 雁澤好博, 1992, 西南北海道渡島半島の第三系層序と古地理, 地質学論集, 37, 11-23.
- 橋本 亘・菅野三郎・品田 稷・大島一精, 1963, 北海道渡島半島 今金-国縫-八雲間の地質, 地質雑, 69, 228-238.
- 広瀬 亘・岩崎深雪・中川光弘, 2000, 北海道中央部~西部の第三紀火成活動の変遷: K-Ar年代, 火山活動様式および全岩化学組成から見た東北日本弧北端の

- 島弧火成活動の変遷. 地質雑, **106**, 120-135.
- 北海道電力株式会社, 2016, 泊発電所1号機, 2号機及び3号機の新規制基準適合性審査に係る現地調査資料(積丹半島西方の海岸地形等の状況). 平成28年11月14日, 1-49.
- 堀 昌雄・高木慎一郎・玉生志郎・村岡洋文・品田正一・清川 求, 1986, 全国地熱資源総合調査の地域レポート〔1〕ニセコ地域(火山性熱水対流系地域タイプ①). 地熱エネルギー, **11**, 340-368.
- 長尾 巧・佐々保雄, 1934b, 北海道西南部の新生代層と最近の地史(4). 地質雑, **41**, 211-260.
- 岡 孝雄・三谷勝利, 1981, 今金町の地質. 今金町, 1-77.
- 中川光弘・児玉 浩・奥野 充, 2010, 8. 火山 8.2 北海道西部 8.2.8 ニセコ火山群. 新井田清信ほか編「日本地方地質誌 1. 北海道地方」, 朝倉書店, 301-302.
- 能條 歩・長谷川四郎・岡田尚武・都郷義寛・鈴木明彦・松田敏孝, 1999, 西南北海道瀬棚層の広域的岩相層序区分と生層序年代. 地質雑, **105**, 370-388.
- 能條 歩・鈴木明彦・松田敏孝・都郷義寛, 1996, 西南北海道における黒松内層相当層の再検討. 日本地質学会第103年学術大会講演要旨. (110)
- 能條 歩・都郷義寛・鈴木明彦・嵯峨山 積, 1994, 西南北海道今金地域の新第三系黒松内層の岩相層序と年代. 地質雑, **100**, 771-786.
- Sagayama, T., 1997, Evidence of lower sea-level stage during 10.5 to 5.5 Ma in the Niseko, southwest Hokkaido. 川村信人ほか編「加藤誠教授退官記念論文集」, 381-387.
- 嵯峨山 積, 2000, 北海道の新生界中部中新統～鮮新統層序と堆積盆の動き. 北海道立地質研究所報告, **71**, 59-102.
- 新エネルギー総合開発機構, 1986, 昭和60年度全国地熱資源総合調査(第2次) 火山性熱水対流系地域タイプ①(ニセコ地域) 調査 火山岩分布年代調査報告書 要旨. 1-87.
- 新エネルギー総合開発機構, 1987, 全国地熱資源総合調査(第2次) 火山性熱水対流系地域タイプ① ニセコ地域火山地質図1:50000 ニセコ地域地熱質編図1:100000 説明書. 1-77.
- 鈴木明彦・都郷義寛・能條 歩, 1996, 西南北海道の鮮新世後期の“Pectinid 群集”. 日本地質学会第103年学術大会講演要旨. (154)
- 八幡正弘, 1989, 西南北海道北部の新生界とその特徴. 地質学論集, **32**, 7-28.
- 八幡正弘・岡村 聡, 2010, 5. 新第三紀の島弧会合部の地質体 5.2 北海道西部 5.2.4 北部地域. 新井田清信ほか編「日本地方地質誌 1. 北海道地方」, 朝倉書店, 188-193.
- 山岸宏光, 1984, 5万分の1地質図幅「歌棄」及び同説明書. 札幌一第37号, 北海道立地下資源調査所, 1-43.
- 山岸宏光・国府谷盛明・安藤重幸, 1976, 5万分の1地質図幅「島古丹」及び同説明書. 札幌一第26号, 北海道立地下資源調査所, 1-24.
- Yanagisawa, Y. and Akiba, F., 1998, Refined Neogene diatom biostratigraphy for the northwest Pacific around Japan, with an introduction of code numbers for selected diatom biohorizons. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **104**, 395-414.

Abstract

Diatom fossils are obtained from the Siltstone Member of Isoya Formation, which is distributed in the Isoya coast in northern part of southwestern Hokkaido. The Isoya Formation has been regarded mainly as a Miocene stratum, but diatom analysis results of this paper show the geologic age of the formation is late Miocene to early Pliocene. The Shiribetsugawa Formation is widely distributed in the Rankoshi area to the east of the Isoya coast, covers the Isoya formation and has conventionally been considered to be the Pliocene stratum. However, the result of this paper indicates the possibility that the age of Shiribetsugawa Formation is early Pleistocene. The diatom analysis data is important for investigation of stratigraphy in the surrounding area. In the area south of the Kuromatsunai Lowland, the south of this area, microfossil strata have been investigated in detail by many studies. The Siltstone Member of Isoya Formation is compared with the Sumiyoshi siltstone Member of the Kuromatsunai Formation in the Imakane area.

北海道倶知安町高砂の法面に現れた古倶知安湖堆積物

井上 隆¹⁾・関根 達夫²⁾・岡村 聡²⁾³⁾・小田桐 亮⁴⁾・嵯峨山 積²⁾

Appearance of the Paleo-Lake Kutchan deposits on the slope of
Takasago, Kutchan-cho, Hokkaido, Japan

*Takashi Inoue¹⁾, Tatsuo Sekine²⁾, Satoshi Okamura²⁾³⁾, Ryo Odagiri⁴⁾,
Tsumoru Sagayama²⁾*

2022年6月23日受付

2022年9月1日受理

1) 〒048-1553 虻田郡ニセコ町黒川204-4

Niseko, 048-1553, Japan

2) 北海道総合地質学研究センター

連絡先：〒069-0813 江別市野幌町58番地の7

Hokkaido Research Center of Geology, Ebetsu, 069-0813,
Japan

3) 北海道土質試験協同組合 〒003-0831 北海道札幌市白石区北郷1条8丁目3-1

Hokkaido Soil Research Cooperative Association, Sapporo,
003-0831, Japan

4) 倶知安風土館 〒044-0006 倶知安町北6条東7丁目3

Kutchan Museum of Natural History, Kutchan 044-0006,
Japan

Corresponding author: T. Inoue, inoue.takashi0323@gmail.com

Keywords: Paleo-Lake Kutchan, “varved clay”, deformation,
late Pleistocene, Kutchan, Hokkaido

はじめに

倶知安町高砂の自衛隊駐屯地の西側急斜面には、「古倶知安湖」に堆積した「縞状粘土」とそれを覆う凝灰質砂礫の露頭(G-1; 嵯峨山ほか, 2021)があり、真狩別層の一部と考えられている。そのうちの「縞状粘土」の写真は前田(2012)でも紹介されている。

2021年8月から11月にかけて、上記斜面の地権者である(株)倶知安機工の発注により、斜面安定を目的として勾配1:1.0の掘削と厚層基材吹付の法面工事が行われた。この工事によって発生した法面の広範囲にわたり「縞状粘土」および凝灰質砂礫が現れ、興味深い地質現象が観察された。最終的には厚層基材吹付工によって覆わ

要旨

倶知安町高砂の自衛隊駐屯地の西側の掘削に伴う法面の地質スケッチを行い、層序と層相および変形構造について記載検討を行った。法面には下位より古倶知安湖堆積物と考えられる「縞状粘土」やSpflの再堆積層(凝灰質砂礫)およびこれらを覆う岩屑なだれ堆積物が累重している。

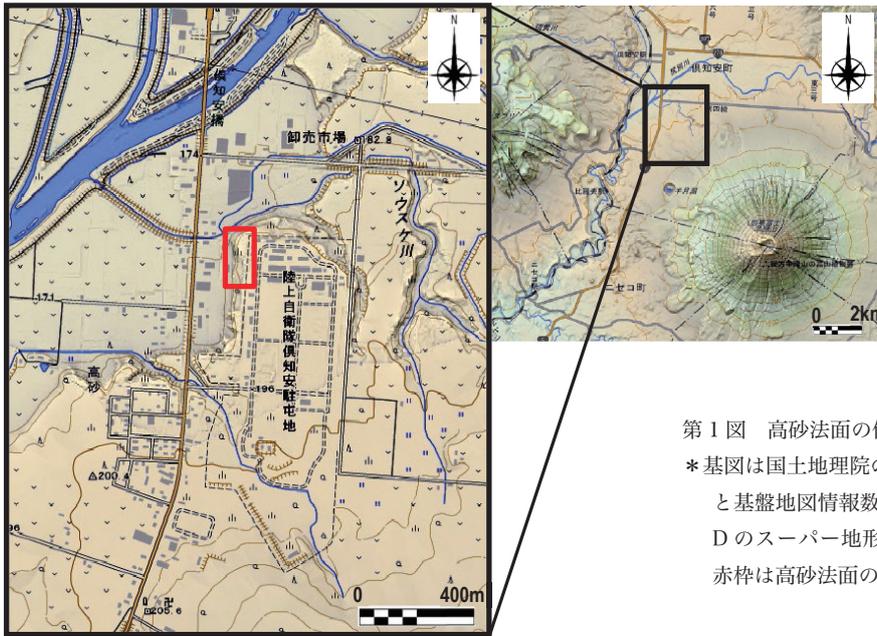
“縞状粘土”の上部にはスランプ等の堆積物滑動現象によると考えられる褶曲や破断などの変形構造が見られ、同粘土の堆積した期間をとおしてその堆積場と堆積環境が常に安定していたわけではなく、堆積後期に何らかの変動を被ったことが明らかとなった。また、「縞状粘土」とSpflの再堆積層を合わせて変位させる衝上断層も法面南端付近で観察された。

これら地質構造の形成時期は、Spflの再堆積時期を挟んで、2回あったことが明らかになった。

れてしまうため、貴重な地質的知見を記録として残すことを目的として、工事期間中に数回の調査を行い法面の地質スケッチを作成した。以下、当該法面を「高砂法面」と称する。

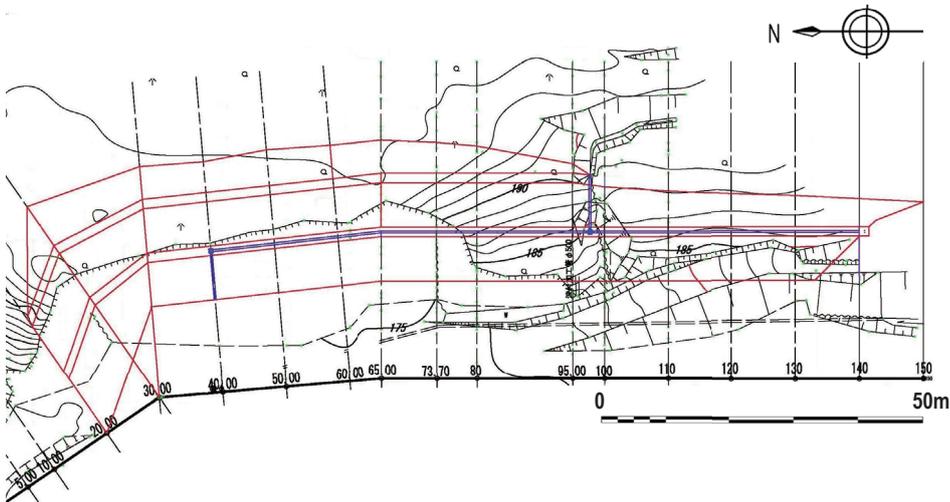
高砂法面工事の概要

高砂法面の位置は嵯峨山ほか(2020, 2021)で報告した倶知安町市街の約3 km南の露頭の位置と同一であり、当時の露頭は高砂法面の測線80付近にあたる(第1図)。法面工事は最大法高約20 mで勾配1:1.0、高さ7.0 m毎に幅1.5 mの小段が設けられる計画で、バックホウによる機械掘削が進められた(第2図)。測線80付近に



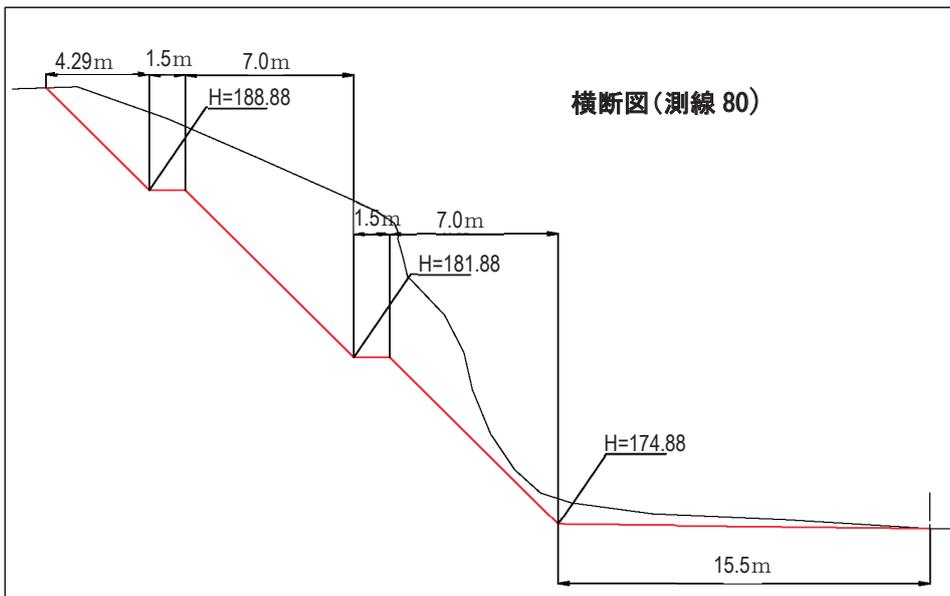
第1図 高砂法面の位置

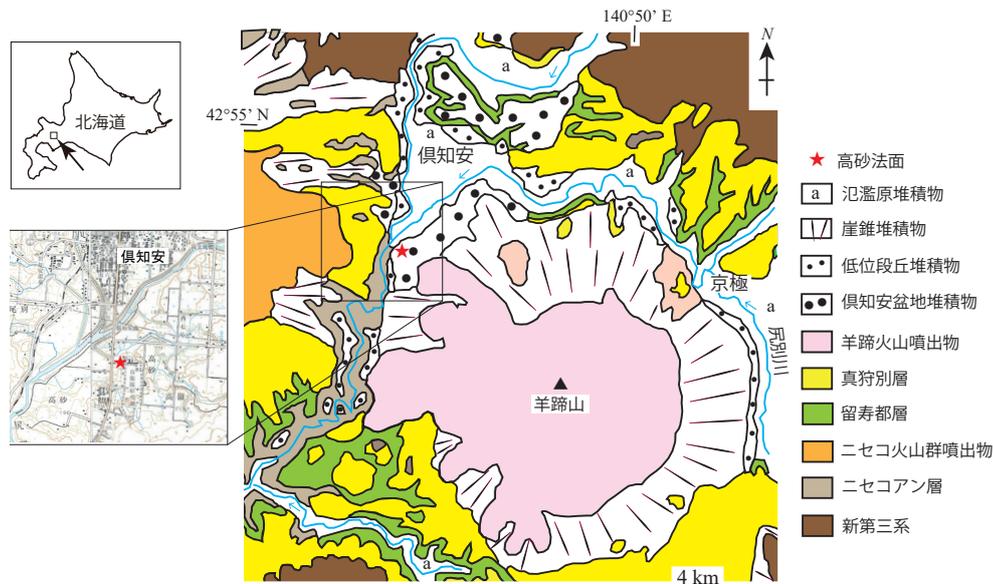
* 基図は国土地理院の地形図（レベル15およびレベル12）と基盤地図情報数値標高モデルを使用してカシミール3Dのスーパー地形セットによって図化したものである。赤枠は高砂法面の位置を示す。



第2図 高砂法面の掘削計画図

* 本図は(株)日本基礎技術 猫宮和之氏から提供された掘削計画図を基に作成したものである。なお、黒色は原地形を表し、赤色は掘削形状を、青色は排水路計画を表している。また、平面図下部に設定された基線上の数字は横断測量位置の測線名（基点からの距離をm単位で表示）である。





第3図 高砂法面周辺の地質（嵯峨山ほか，2020のFig.1を改変）

おける高砂法面の法肩標高はおよそ193 mであり、法尻標高はおよそ175 mである。法尻付近では原地形からの掘削深度は浅いが、以前の崖頂部付近では水平方向の掘削深度は8.5 m程度である。

法面工事期間は2021年8月16日～11月30日であり、工事が終了した現在では法面は厚層基材吹付による植生に覆われている。

高砂法面周辺の地形・地質概要

高砂法面の上位は標高およそ194mの台地状を呈している。同様の標高を示す台地面が羊蹄山の北西麓に広範囲に広がっており、この台地面の上位は羊蹄山の山麓斜面から連続する緩斜面である。台地直上におけるこの緩斜面の最大傾斜方向は北北西方向で、その傾斜は1°弱である。一方、高砂法面の法尻付近から尻別川にかけては標高174m～170mの平坦面がひろがっている（第1図）。

高砂法面周辺の地質は上述した地形と密接に関連しており、石田ほか（1991）によれば、台地面はほぼ「倶知安盆地堆積物」の分布域であり、羊蹄山麓から連続する緩斜面は「羊蹄火山噴出物および崖錐堆積物」の分布域であり、平坦面は「氾濫原堆積物」の分布域である（第3図）。高砂法面は「倶知安盆地堆積物」の分布域に位置している。

高砂法面の地質

高砂法面の地質は、表層の被覆層を除くと大局的に下位よりⅠ・Ⅱ・Ⅲの3つのユニットに区分され、ユニットⅡはユニットⅠの上に浸食関係で重なる。なお、ユニッ

トⅡの中には下位の地層を浸食するチャンネル構造が認められる場合がある。また、ユニットⅢはユニットⅠとユニットⅡの上に不整合で重なる（第4図）。

Ⅰ：“縞状粘土”を主体とする。

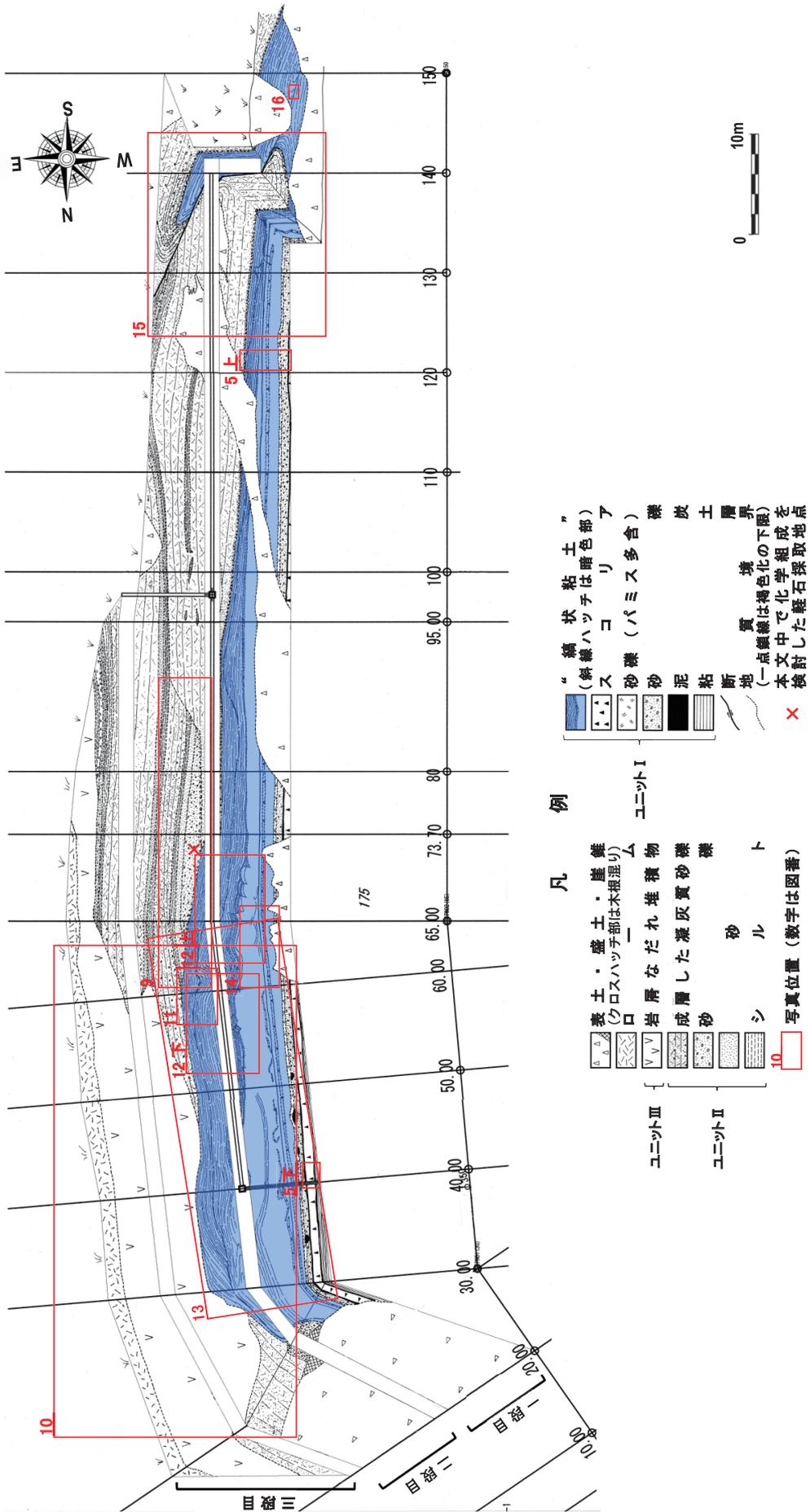
Ⅱ：成層した凝灰質砂礫を主体とする。

Ⅲ：巨礫を含む岩屑なだれ堆積物。

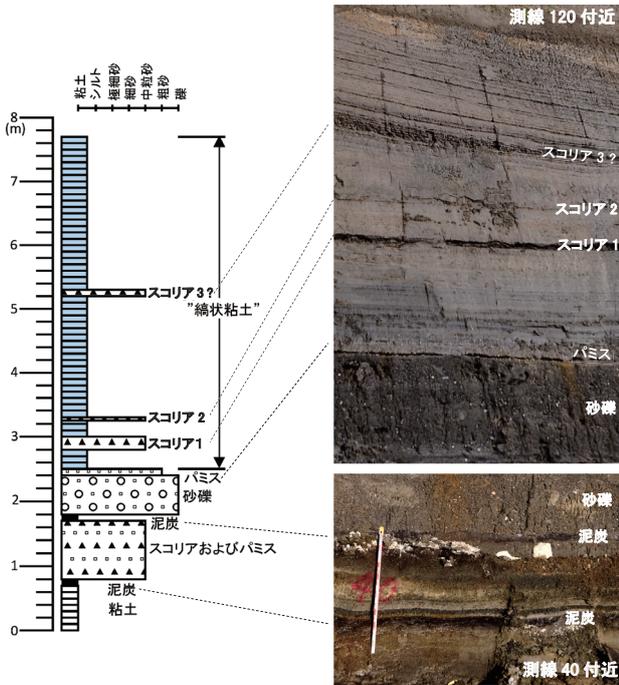
ユニットⅠ

測線73.70より北側では2段目法面の中ほどから下位標高に分布しており、南側へと分布標高を減じ、測線130付近では1段目法面の中ほどより下位に分布する。なお、測線140付近では衝上断層により変位して再び2段目法面の中ほどに現れている（第4図）。下位より灰色粘土（層厚0.7m+）、泥炭（層厚0.1m）、スコリアおよびパミス（層厚0.6m）、泥炭（層厚0.1m）、砂礫（層厚0.6m）、パミス（層厚0.1m）、“縞状粘土”（層厚5.2m）よりなり、“縞状粘土”中には層厚20cm～2cmのスコリア薄層が多数挟在している（第5図）。

“縞状粘土”は、暗青灰色部と淡青灰色部が厚さ1～4mmで繰り返して縞模様を作っている細粒の堆積物であり（第6図）、暗色部・淡色部とも肉眼的には粒子を容易に認識できないため、フィールドネームとして“縞状粘土”とした。暗色部と淡色部の違いについては粒度の違いなのか、堆積物質の違いなのか、分析・試験等を行っておらず不明である。暗色部と淡色部の厚さは1枚1枚の縞ごとに様々で一定していないが、各縞は横方向にはそれぞれの厚さで良く連続している。なお、“縞状粘土”は嵯峨山ほか（2020）による縞状堆積物と同一のものであるが、肉眼的に粒子を認識できない程度に細粒



第4図 高砂法面の地質スケッチ



第5図 ユニット I の地質柱状と写真



第6図 “縞状粘土”の層相

であることを明確にするため、ここでは”縞状粘土”とした。ユニット I の最上部の約 2m は酸化により褐色化している。

測線 73.7 付近より北側では”縞状粘土”は見かけ上 8.2m の層厚を示すが、これは後述する変形構造によって”縞状粘土”が南北方向に短縮されて見かけ上の層厚が増したためである。また、下位から 2 層目の泥炭は嵯峨山ほか (2021) の KC-1 に対比され、¹⁴C 年代測定により 45,750 ~ 45,000 cal BP が得られている。

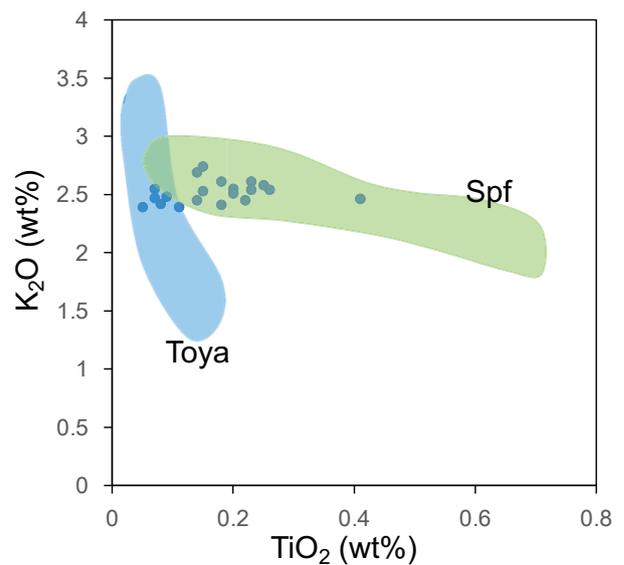
ユニット II

測線 50 付近から南側のおもに 2 段目法面に分布するほか、測線 20 から測線 30 の 2 段目法面や測線 95 から南側の 1 段目法面の中ほどから高標高部に分布している。なお、下位のユニット I との境界部には連続的に礫層が分布している。また、測線 130 から測線 140 付近



第7図 ユニット II 中の絹糸状軽石

にかけてはユニット I の”縞状粘土”と共に衝上断層により変位している。灰褐色ないしは淡黄灰色の成層した凝灰質砂礫を主体とするが、層厚 0.5m 程度のシルト層や砂層が数枚挟在する。礫は直径 5cm 以下の円磨された絹糸状軽石が多い (第 7 図)。絹糸状軽石の火山ガラスの化学組成は、 SiO_2 量 = 74.0 ~ 75.3% の流紋岩質で、 K_2O 量がほぼ一定で TiO_2 量が変化しており、中川ほか (2018) による支笏降下軽石堆積物 1 (Spfa-1) や支笏軽石流堆積物 (以下 Spfl と称す) の特徴と一致する (第 8 図)。なお、火山ガラスの化学組成は、北海道士質試験協同組合の SEM-EDS システム JSM-IT200 (LA) で測定し、分析条件は、加速電圧 15Kv、約 $30 \mu\text{m}^2$ の範囲を面分析し、測定時間は 150 秒、照射電流は 0.4nA、補正は ZAF 補正法によった。



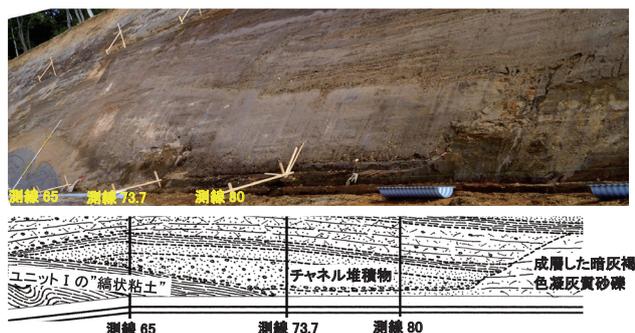
第8図 ユニット II 中の軽石の火山ガラスの K_2O - TiO_2 図

Toya : 洞爺火山起源のテフラの火山ガラス組成。Spf : 支笏火山起源のテフラの火山ガラス組成。Spf (Spfa-1, Spfl) と Toya の組成領域は中川ほか (2018) による。

したがって、ユニットIIの凝灰質砂礫は Nakagawa et al. (2016) による Lake or lahar deposits composed of Shikotsu pumice and ash に対比され、古倶知安湖に流入した Spfl の再堆積層と考えられる。ユニットIIの各層は全体的に南へ緩傾斜している。また、測線80付近にはチャンネル構造が見られる(第9図)。

ユニットIII

測線60付近から北側の2段目法面および3段目法



第9図 ユニットII中に見られるチャンネル構造

面に分布している。径2m以上の安山岩巨礫を含む数m規模のブロックが雑多に混在する、著しく淘汰の悪い岩屑なだれ堆積物である(第10図)。

本層は、ユニットIおよびSpflの再堆積層と考えられるユニットIIを不整合に覆っており、石田ほか(1991)の「崖錐堆積物」に対比するのが一般的と思われるが、層相が岩屑なだれ堆積物を呈することや羊蹄山麓から連続する緩斜面とは位置的に離れた台地の先端部に分布することから、上澤・中川(2009)による羊蹄岩屑なだれ堆積物に対比される可能性もある。

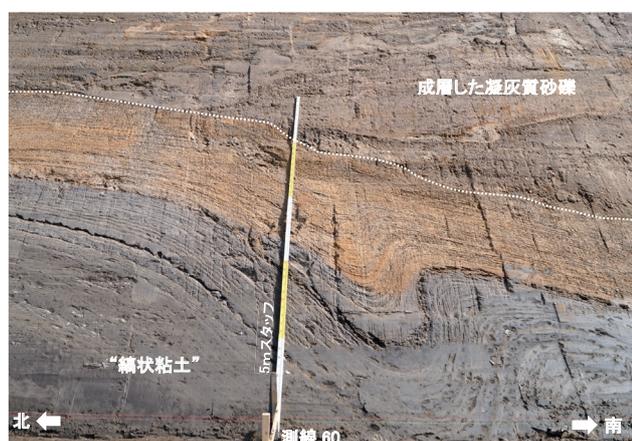
変形構造

1. 「縞状粘土」の変形について

測線73.7付近より北側の「縞状粘土」には、褶曲構造や面なし断層等の変形構造が顕著に見られる。なお、変形構造は「縞状粘土」の下底から0.8m上位に挟むする層厚2cmのスコリア層を境界として、上位の「縞状粘土」中に限られており、下位の「縞状粘土」はほぼ水平に近い非常に安定した構造を示している。



第10図 ユニットIIIの法面での状況



第11図 「縞状粘土」の褶曲(測線60付近、2段目法面)

測線60付近には、一段目法面上部から二段目法面の下半部にかけてENE走向で北フェルゲンツの軸面をもつ一對の背斜・向斜からなる褶曲構造がみられる。なお、「縞状粘土」の上面付近では褶曲構造は消滅しており、上位の成層した凝灰質砂礫に同様の変形は見られない(第11図)。

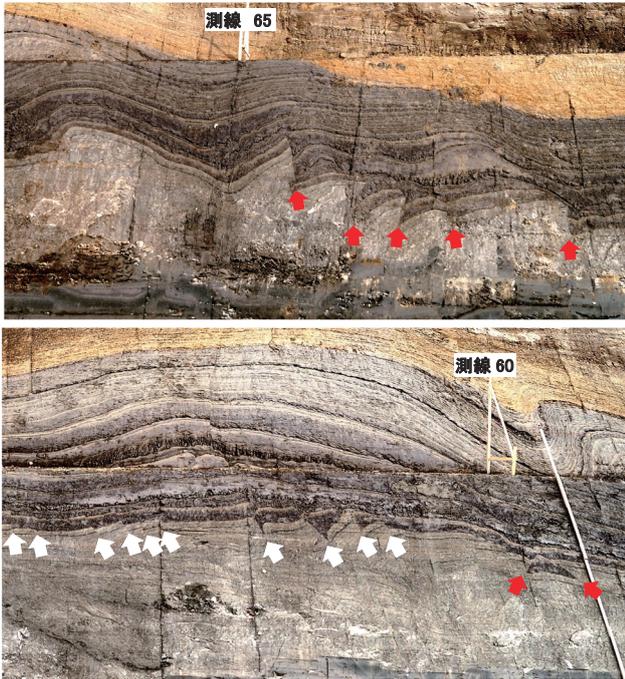
一方、測線65から測線73.7の間には上記褶曲の軸面とは異なる方向の高角度逆断層群が見られ、測線50から測線60の間には正断層群が見られるが、これらの断層はいずれも面なし断層であり、「縞状粘土」の上面までは達せずに消滅している(第12図)。

なお、測線73.7付近より北側の一段目法面の「縞状

粘土”は南側に緩傾斜する面なしの衝上断層群によって覆瓦状構造をなしており、一部にはデュプレックス構造も見られる(第13図)。

以上のように、下底から0.8mより上位の”縞状粘土”

はスコリア薄層をデコルマ面としたデコルマをなしているが、デコルマ面の直上では複数の逆向き衝上断層が発達して複雑に変形した地層が積み重なる様子も見られる(第14図)。



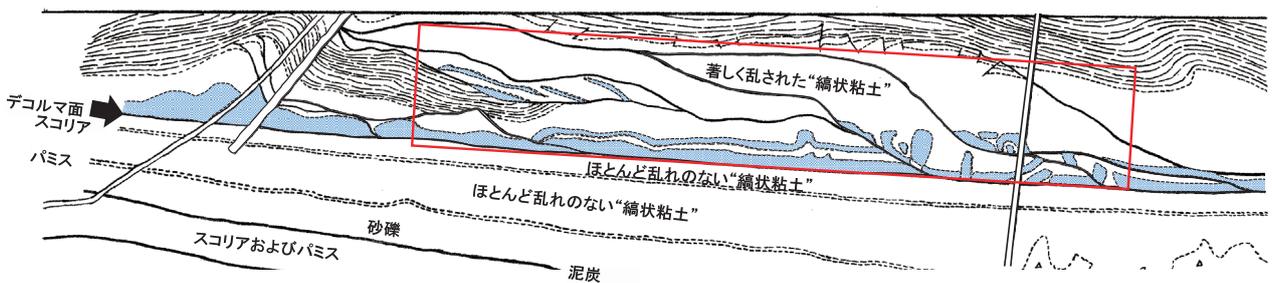
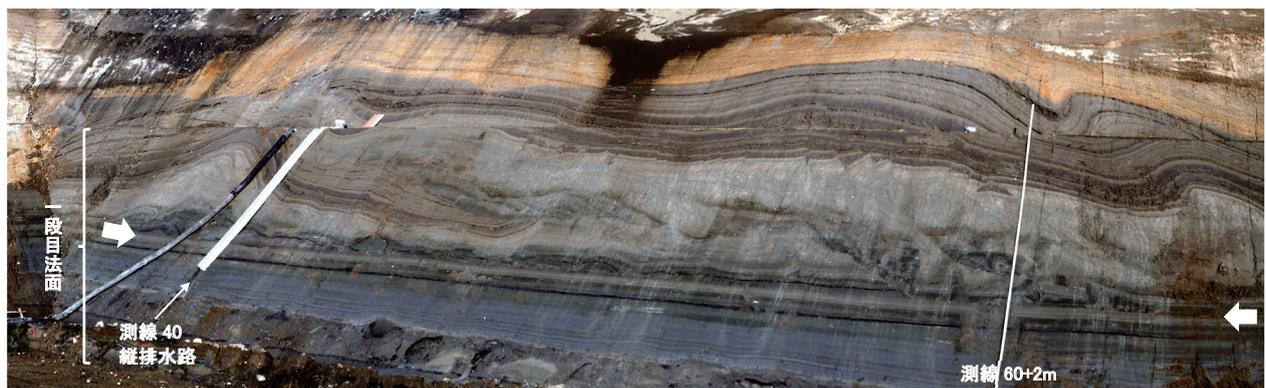
第12図 “縞状粘土”中の面なし断層(赤矢印が逆断層, 白矢印が正断層)。上写真: 測線65付近の逆断層群。下写真: 測線60付近の正断層群。両写真の中央付近から下位の明色部は、第5図のスコリア2とスコリア3?の間の”縞状粘土”から連続する地層であるが、機械掘削の影響と表面が乾燥している影響により色調が変化している。

2. 衝上断層について

2段目法面の測線130付近から1段目法面の測線150付近にかけて衝上断層(N62°E38°SE)が存在し、周辺の地層に引きずり褶曲が見られる(第15図)。この断層によって”縞状粘土”が上位の凝灰質砂礫(支笏軽石流堆積物の再堆積層)に北北西方向に衝上している。法面での見かけ変位量は約8mであり、断層の上下盤側とも、”縞状粘土”の直上に礫層が連続分布している。また、測線150付近の”縞状粘土”中で観察されるこの断層の延長部は、上盤側に引きずり褶曲がみられるものの破碎帯を伴わず密着している(第16図)。

考 察

高砂法面における地質観察から、古倶知安湖の堆積物と考えられる”縞状粘土”は複数のスコリアおよびパミスを含みながら堆積した後、Spflの再堆積層によって覆われ、更に岩屑なだれ堆積物が部分的にこれらを覆ったことが明らかとなった。また、”縞状粘土”の一部が著しい変形を被っていることから、”縞状粘土”が古倶知安湖に堆積した期間をとおしてその堆積場と堆積環境が常に安定していたわけではないことが明らかとなっ

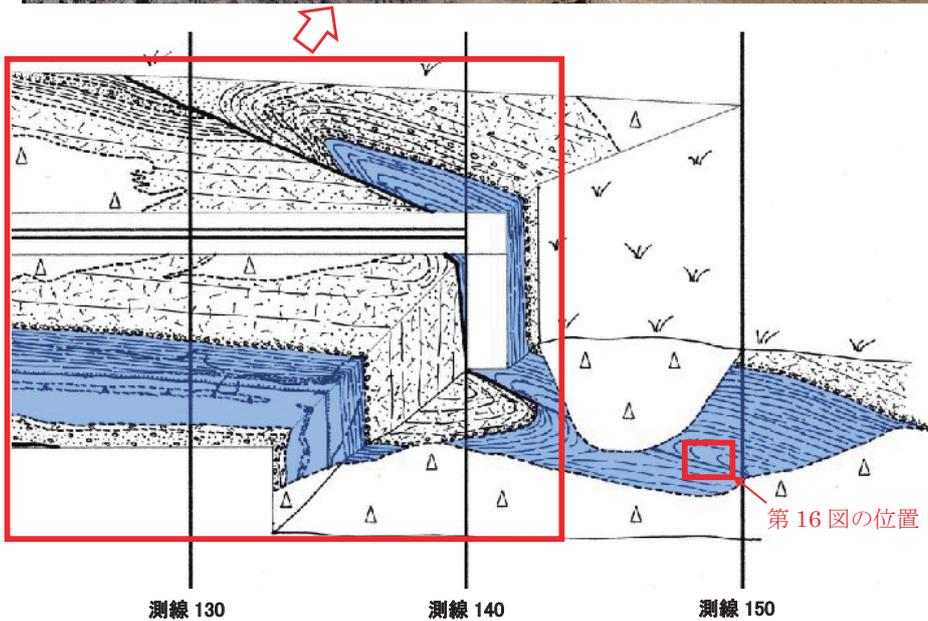


第13図 “縞状粘土”の変形構造(測線65～30付近)と一段目法面のスケッチ 赤枠部分にデュプレックス構造がみられる。

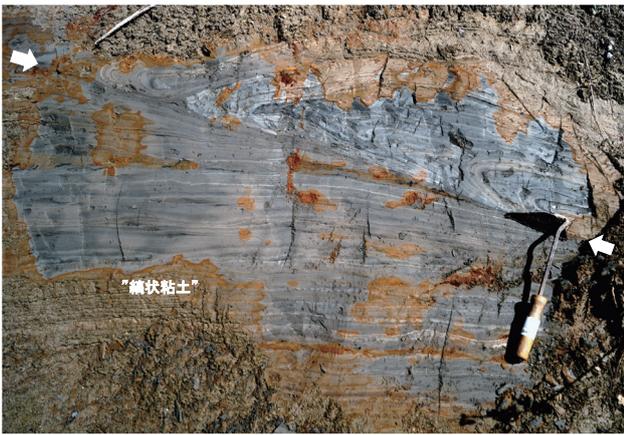


第 14 図 “縞状粘土”中のデコルマ面直上の変形構造 (測線 60～65 付近)

白矢印がデコルマ面の位置を示しており、赤破線は全体的な地層の短縮方向に一致する衝上断層であり、黄破線は逆向き衝上断層である。破断した地層の屈曲(めくれ上がり)や回転がみられる。



第 15 図 衝上断層と引きずり褶曲とそのスケッチ



第16図 測線150付近の衝上断層（位置は第15図参照）白矢印が衝上断層の位置を示している。

た。

”縞状粘土”が堆積した期間の後期（45,750～44,700 cal BPの後半）に、何らかのイベントにより未～半固結の堆積物がスコリア薄層をデコルマ面としてSSE→NNW方向に地層が短縮するように変形し、その後ほどなくユニットIIの凝灰質砂礫がこれを覆ったものと考えられる。その根拠となる事象は以下のとおりである。

- 1) 測線60付近に見られる背斜・向斜の褶曲軸面がENE走向で北フェルゲンツを示している。
- 2) ”縞状粘土”の上面付近では褶曲構造は消滅しており、上位の成層した凝灰質砂礫（ユニットII）に同様の変形は見られない。
- 3) 測線73.7付近より北側の一段目法面に見られる”縞状粘土”は南側に緩傾斜する面なしの衝上断層群による覆瓦状構造をなしている（法面上では見かけ上南から北へと衝上）。
- 4) ユニットIの下位から2層目の泥炭は嵯峨山ほか（2021）のKC-1に対比され、¹⁴C年代測定により45,750～45,000 cal BPが得られている。
- 5) ユニットIIの凝灰質砂礫中には絹糸状軽石を多く含んでおり、これらはca 44,700 cal BP（嵯峨山ほか、2021）のSpflに由来する。

地層の短縮方向が高砂法面上位に広がる羊蹄山の山麓緩斜面の最大傾斜方向と一致しており、挟在するスコリア薄層をデコルマ面としてその上位の”縞状粘土”が未～半固結状態で変形していることから、上記の変形構造はスランプ等の堆積物滑動現象によって形成された可能性が高い。

堆積物滑動現象を発生させたイベントとしては、①地震、②岩屑なだれあるいは溶岩流の湖への流入、③重力

クリープなどが想定されるが、地震（例えば古羊蹄山の噴火に伴う火山性地震や支笏火山の破局的噴火に伴う地震）の可能性が最も高いと思われる。その根拠となる事象は以下のとおりである。

- 1) 変形した”縞状粘土”（スランプ層）の層厚は5m未満である。
- 2) すべり面（デコルマ面）はほぼ水平に見えるほど緩傾斜である。
- 3) “縞状粘土”中に岩屑なだれ堆積物や土石流堆積物等が挟在していない。
- 4) 溶岩が湖水に流入した場合に発生すると考えられる水蒸気爆発の痕跡も確認されない。

しかしながら、高砂法面の地質状況のみからこの堆積物滑動現象を発生させたイベントを確定することは難しく、その解明のためには、より広域における古倶知安湖堆積物の地質状況の把握が必要であろう。今後の課題としたい。

2段目法面の測線130付近から1段目法面の測線150付近にかけて見られる衝上断層の活動時期については、Spflの再堆積層をも変位させていることから少なくとも44,700 cal BPよりも新しいことは確実である。ただし、本地域周辺の広域的な活構造は黒松内低地の西端をほぼN-SないしはNNW-SSE方向に延びる活断層帯に代表される南北方向のものが主体であり、NE系のものは知られていない。また、法面上位の台地面や周辺の台地面にも地形的な変位が明瞭でないことから、この衝上断層はいわゆる活断層ではなく、おそらく新羊蹄火山の形成に関わる地表変動の結果、生じた断層であろうと思われる。

なお、“縞状粘土”の変形時期と2段目法面の測線130付近から1段目法面の測線150付近にかけて見られる衝上断層の活動時期はSpflの再堆積時期を挟んだ前後であることから、高砂法面でみられる変形構造の形成時期は少なくとも2回あったことは明らかである。

謝 辞

高砂法面の調査に際しては、工事発注者である(株)倶知安機工および現場代理人である(株)日本基礎技術の猫宮和之氏に便宜を図っていただくとともに、掘削計画図の提供を受けた。北海道総合地質学研究会の星野フサ氏（北海道大学総合博物館ボランティア）には粗稿を読んでいただいた。川村信人氏（北海道総合地質学研究会理事）より査読いただき懇切丁寧な指摘と意見をいただきました。記して感謝申し上げます。

引用文献

- 石田正夫・三村弘二・広島俊夫, 1991, 20万分の1地質図幅「岩内」. 地質調査所, NK-54-19・20.
- 前田寿嗣, 2012, 行ってみよう! 道央の地形と地質. 北海道新聞社, 147 p.
- Nakagawa, H., Miura, D., Uesawa, S. and Amma-Miyasaka, M., 2016, Calderas and active volcanoes in southwestern Hokkaido, Japan. IWCC 6 Excursion Guide Book, 33p.
- 中川光弘・宮坂瑞穂・三浦大助・上澤真平, 2018, 西南北海道、石狩低地帯におけるテフラ層序学：支笏洞爺火山地域の噴火履歴 (B コース). 地質雑, 124, 473-489.
- 嵯峨山 積・星野フサ・井島行夫・近藤玲介・関根達夫・小田桐 亮・宮入陽介・横山祐典, 2021, 古倶知安湖の検証—その2—：北海道倶知安町の上部更新統真狩別層の14C年代値, 火山灰, 花粉および珪藻の分析. 総合地質, 5, 71-80.
- 嵯峨山 積・関根達夫・星野フサ, 2020, 古倶知安湖の検証：北海道倶知安町の後期更新世堆積物の微化石分析. 総合地質, 4, 1-7.
- 上澤真平・中川光弘, 2009, 西南北海道, 羊蹄火山の最近約5万年間テフラ層序：古羊蹄火山起原テフラの発見と岩屑なだれの発生時期. 日本火山学会講演要旨集, 42.

Abstract

We sketched the strata of the excavated slope on the west side of the Self-Defense Forces camp at Takasago, Kutchan-cho, and described the stratigraphy, sedimentary facies, and deformation structure. The strata of excavated slope is divided I, II and III units in ascending order, Unit I is eroded by Unit II, and Unit III unconformably overlying others. Unit I is mainly consist of "varved clay", Unit II is consist of reworked Shikotsu Pumice Flow deposits, Unit III is consist of debris avalanche deposits. Unit I and Unit II are considered to sediments in the Paleolake Kutchan. The upper part of the "varved clay" shows deformation structures such as folding and faults, which are considered to be caused by sediment sliding phenomena such as slumping. It is clear that the depositional field and the depositional environment were not always stable throughout the depositional period of the "varved clay" and that the "varved clay" underwent some kind of movement in the later stages of deposition. Thrust fault, which displaces both the "varved clay" and the reworked Shikotsu Pumice Flow deposits, is observed near the southern end of the excavated slope. The formation of these geological structures occurred twice, before and after the deposition of reworked Shikotsu Pumice Flow deposits.

北海道東部然別湖北岸ヤンベツ川下流の後期更新世～完新世の湖沼堆積物と大雪御鉢平カルデラ起源降下火山灰について

岡 孝雄¹⁾・大西 潤²⁾

Late Pleistocene to Holocene lacustrine deposits and ash fall (Ds-Oh) derived from the Daisetsu-Ohachidaira Caldera around the lower Yanbetsu River, northern coastal area of Lake Shikaribetsu in the eastern Hokkaido

Takao Oka¹⁾ and Jun Ohnishi²⁾

2022年7月3日受付

2022年9月25日受理

1) 株式会社北海道技術コンサルタント, 065-0043 札幌市東区苗穂町 4-2-8

Hokkido Gijyutsu Consultant Co. Ltd., Naebo-cho 4-2-8, Higashi-ku, Sapporo 065-0043, Japan.

2) とかち鹿追ジオパークビジターセンター, 081-0341 北海道河東郡鹿追町瓜幕西 29 線 28-2

Tokachi-Shikaoi Geopark visiter center, Nishi-29 sen 28-2, Urimaku, Shikaoi town, Katoh-gun, Hokkaido 081-0341, Japan

Corresponding author: T. Oka, oka@dogi.co.jp

Keywords: Lake Shikaribetsu, Shikaribetsu Volcanic Group, dammed lake, Last Glacial Period, pollen analysis, Daisetsu-Ohachidaira ash fall(Ds-Oh).

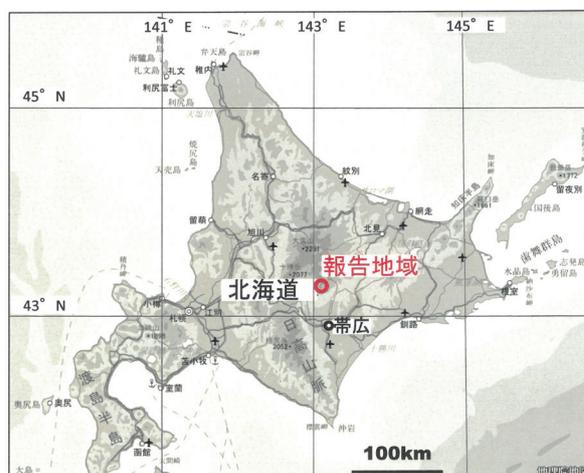
はじめに

鹿追町では「とかち鹿追ジオパーク」の推進にあたり新たなジオサイトの地学的評価作業を進めているが、然別湖の成因とその形成過程の解明は重要なテーマとなっていた。そのため、湖成層を有するとされる然別湖北岸ヤンベツ川下流域のヤンベツ層の調査を2015年～2017年に行った(第1図)。その調査で、新しい知見を得たので報告を行う。

ヤンベツ川流域には現河床からの比高20m前後以下の台地面が広がり、その堆積物は然別湖の起源と密接に結びついている。地質図幅「然別湖」(山岸・安藤, 1982)では、ヤンベツ層として一括し、旧期然別火山噴出物(北ペトウトル山火山岩類)より下位で、更新世(恐らく中期更新世)のものとしていた(第2図)。しかし、現然別湖の直接の起源が新期然別火山群の溶岩円頂丘群

要旨

北海道十勝地方北部の然別湖北～北西側には旧期然別火山群形成以前で更新世の古い時期の湖沼の堆積物とされたヤンベツ層が存在している。然別湖北岸のヤンベツ川下流域の同層について現地調査を行った結果、然別湖の湖面変動を反映した中位段丘堆積物および低位段丘堆積物として存在することが分かった。さらに、AMS¹⁴C年代測定、花粉分析および火山灰分析を行った結果、中位段丘堆積物最上部(厚さ4m)は3万年前～2.5万年前頃の最終氷期後期(MIS3後半)の堆積物、湖岸キャンプ場付近の低位段丘堆積物は完新世の最温暖期頃(6,000～7,000年前頃)～3,000年前頃までの数1,000年間の堆積物であり、現在の然別湖(4～5万年前に形成し現在まで持続)の堆積物の一部を構成することが明らかとなった。



第1図 報告地域の位置

のヤンベツ川の堰きとめによるとした場合（山岸・安藤, 1982）には、ヤンベツ層は同火山群が形成された後期更新世（最終氷期）前にさかのぼることは考え難く、矛盾があった。

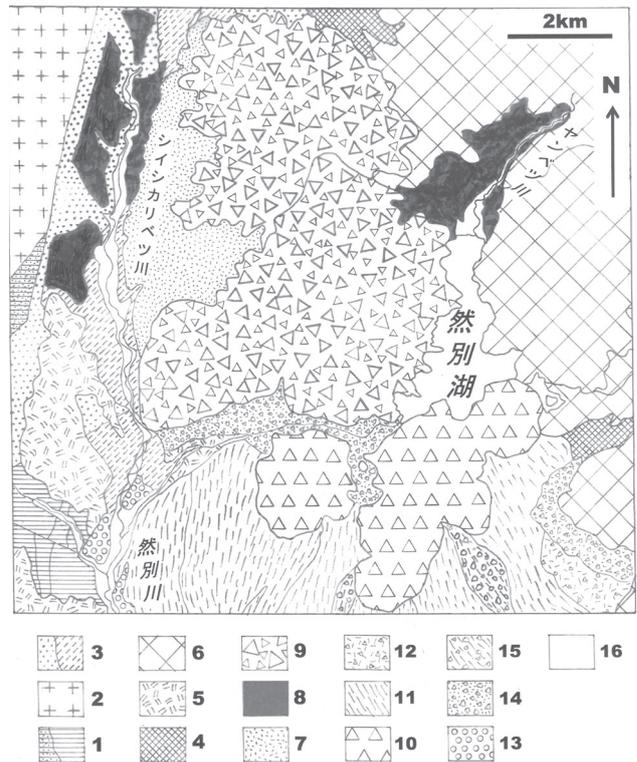
そこで、ヤンベツ層に関わる地形・地質調査を進めると共に、その年代と堆積環境・古気候を解明するために、主要な露頭の層相観察を行い、採取試料についてAMS¹⁴C年代測定および花粉分析を行った。その結果、ヤンベツ川下流域におもに高低2段の段丘面（中位・低位）が認められ、ヤンベツ層はこれらの構成堆積物であることが判明した。また、中位段丘堆積物最上部中に見出された降下火山灰層の火山灰分析を行った結果、大雪御鉢平カルデラ起源のものであることが判明した。

研究（調査）全般については岡が大西のサポートを受けて実施した。花粉分析はアースサイエンス株式会社技術顧問の五十嵐八枝子氏に、AMS¹⁴C年代測定は株式会社地球科学研究所（名古屋市）に、火山灰分析は株式会社古澤地質（愛知県岡崎市）に依頼した。本研究の推進にあたり、鹿追町役場、鹿追町ジオパーク推進室、環境省北海道地方環境事務所大雪山国立公園管理事務所上士幌管理官事務所、アースサイエンス株式会社および株式会社北海道技術コンサルタントの関係各位にはご理解および種々のご便宜をいただいた。本論文の査読にあったては、君波和雄氏、岡村 聡氏に懇切丁寧な対応をしていただいた。記して感謝の意を表します。

地形・地質概要と問題点

然別湖付近の地質は5万分の1地質図幅「然別湖」（山岸・安藤, 1982）にまとめられている（第2図）。それによれば、下位より i：基盤岩（日高累層群・花崗岩）、ii：シカリベツ川層、iii：十勝幌加層、iv：鮮新世火山岩類、v：火砕流堆積物、vi：ヌクリパクシュベツ層、vii：ヤンベツ層、viii：旧期然別火山噴出物（北ペトウトル火山岩類・南ペトウトル溶岩類）、ix：新期然別火山噴出物、x：段丘堆積物、xi：完新世堆積物（崖錐堆積物・土石流堆積物・現河川氾濫原堆積物）で構成される。しかし、シシカリベツ川沿いについて渡辺（1986）はかなり異なる地質図を示しており、筆者らの調査でも層序の設定には問題があると考えている。

iの主体を成すのは日高累層群で、古第三紀の古太平洋北東縁における海洋プレートの沈み込みにともなう付加体とされる。花崗岩はピシカチナイ岩体と呼ばれ、中新世前期の年代が示されており、日高累層群に接触変成作用を与えている。iiは北見滝の上地域の中期中新世の上支湧別層に対比され（渡辺, 1986）、上昇山脈前縁の



第2図：然別湖周辺の地質図。地質図幅「然別湖」（山岸・安藤, 1982）より改作。

- 1：日高累層群（付加体；左はホルンフェルス化部分），2：花崗岩，3：シカリベツ川層（左は礫岩，右は泥岩），4：十勝幌加層（変質安山岩も含める），5：火砕流堆積物（オソウシュ溶結凝灰岩・屈足溶結凝灰岩），6：鮮新世安山岩類，7：ヌプリパクシュベツ層，8：ヤンベツ層，9：旧期然別火山噴出物（北ペトウトル山火山岩類・南ペトウトル山溶岩類），10：然別溶岩円頂丘群（西ヌブカウシヌプリ・東ヌブカウシヌプリ・白雲山・天望山），11：熱雲堆積物（扇ヶ原・パンケチン・新開・新田熱雲堆積物を一括），12：栄進“泥流”堆積物，13：段丘堆積物（新旧を一括），14：崖錐堆積物，15：土石流堆積物，16：現河川氾濫原堆積物。

堆積盆の堆積物で、泥岩相と礫岩相（海底扇状地など）から構成される。渡辺（1986）は泥岩相の大半は放散虫化石の研究から、ユーヤンベツ層として、日高累層群の一部として扱っている。iiiは従来、いわゆる“グリーンタフ”層として扱われてきたものの一部であり、後期中新世後半から鮮新世前半に位置付けられている（八幡, 1997）。ivについては、70～180万年前のK-Ar年代が多数報告されており（石井ほか, 2008）、さらに第四紀の始まりが260万年前頃に変更された現況においては、更新世火山岩類というように変更されなければならない。v～viiiの地層との上下関係が改めて問題となっている。vについてはオソウシュ川溶結凝灰岩とそれより新しい屈足溶結凝灰岩を便宜上一括して示した。筆者らの調査では、シシカリベツ川沿いの然別第一発電所下流付近に分布し、オソウシュ川溶結凝灰岩とされる火砕流

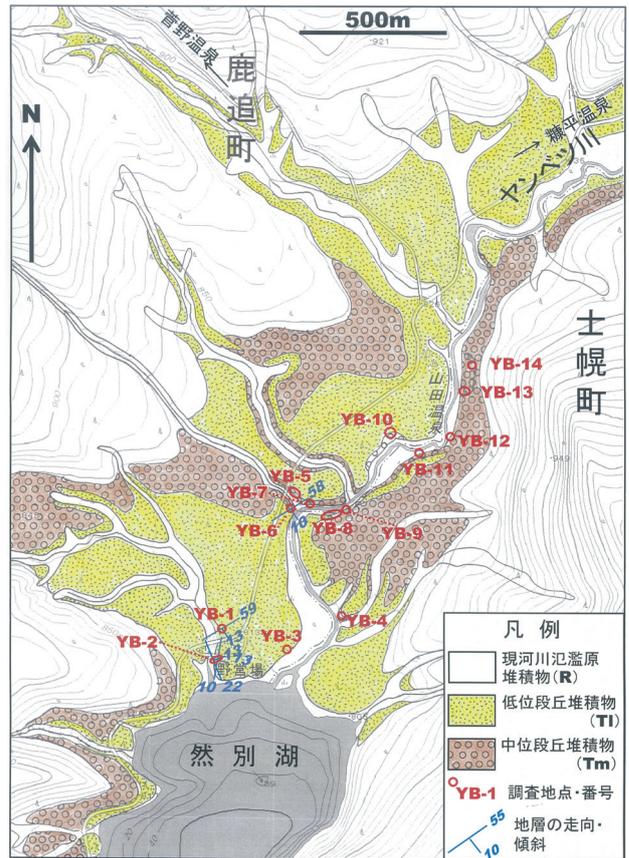
が、軽石（火山ガラス）の火山灰分析結果から屈足溶結凝灰岩に対比される約 100 万年前の十勝三股火砕流（石井ほか，2008）に同定できるという結果（未公表）があり，両溶結凝灰岩の関係について再検討が必要となっている。

vi～viiiのうちvi（ヌクリパクシュベツ層）については，渡辺（1986）はiii（十勝幌加層）として扱っており，筆者らの模式地のヌプリパクシュベツ川沿いの調査では，旧碎石場大露頭付近から上流の，少なくとも河床付近から少し高い林道付近までは，ユーヤンベツ層またはシイシカリベツ川層と見なされ，vii（ヤンベツ層）についてはシイシカリベツ川沿いと然別湖北岸のヤンベツ川下流域に分布するとされる。シイシカリベツ川沿いのヤンベツ層のうち，西岸側に分布するものについては，高位の段丘堆積物の可能性がある。菅野温泉付近においては，湖成堆積物様の泥質層と火山性堆積岩の不規則な互層状態のものの存在が確認できる（厚さ 50 m 程度の北西～南西への緩傾斜層）。これについては，ivの下位に存在する地層として位置付けられるが，viあるいはiiiとの関連が未整理である。然別湖北岸のヤンベツ層は名前の由来のとおり模式地のものであるが，地質図幅「然別湖」（山岸・安藤，1982）ではヤンベツ層として一括し，旧期然別火山噴出物（北ペトウトル山火山岩類）より下位で，更新世（恐らく前期更新世）のものとしていた。これについては本論文で述べるように，4～5 万年前頃の堰き止めで生まれた現然別湖の湖沼堆積物の一部であり，河口域の2段の段丘の堆積物として存在しており，シイシカリベツ川沿いのものとは明らかに時期が異なるものである。viiiのうち北ペトウトル火山岩類は軽石凝灰岩，火山角礫岩を主体としており，下位を占めるとされるiii，vi，viiとの関連が特に問題となる。なお，この火山岩類のうち溶岩部については広瀬・中川（1999）が 0.31 ± 0.02 MaのK-Ar年代を報告している。

ixは西ヌプカウシヌプリ，東ヌプカウシヌプリ，白雲山および天望山の溶岩円頂丘群（火山岩類付随），熱雲堆積物群（扇が原・パンケチン・新開・新田），栄進“泥流”堆積物よりなり，溶岩円頂上丘群の南側の瓜幕台地へ流出している。xはシイシカリベツ川沿いでわずかな分布として示されるが，筆者らの調査では実際には低位から高位まで5段の河岸段丘群とその堆積物が認められ，抜本的な見直しが必要である。

ヤンベツ川流域の段丘堆積物

ヤンベツ川下流域とその周辺の地形地質の概要を明らかにし，段丘堆積物を主体とした野外調査の結果につい

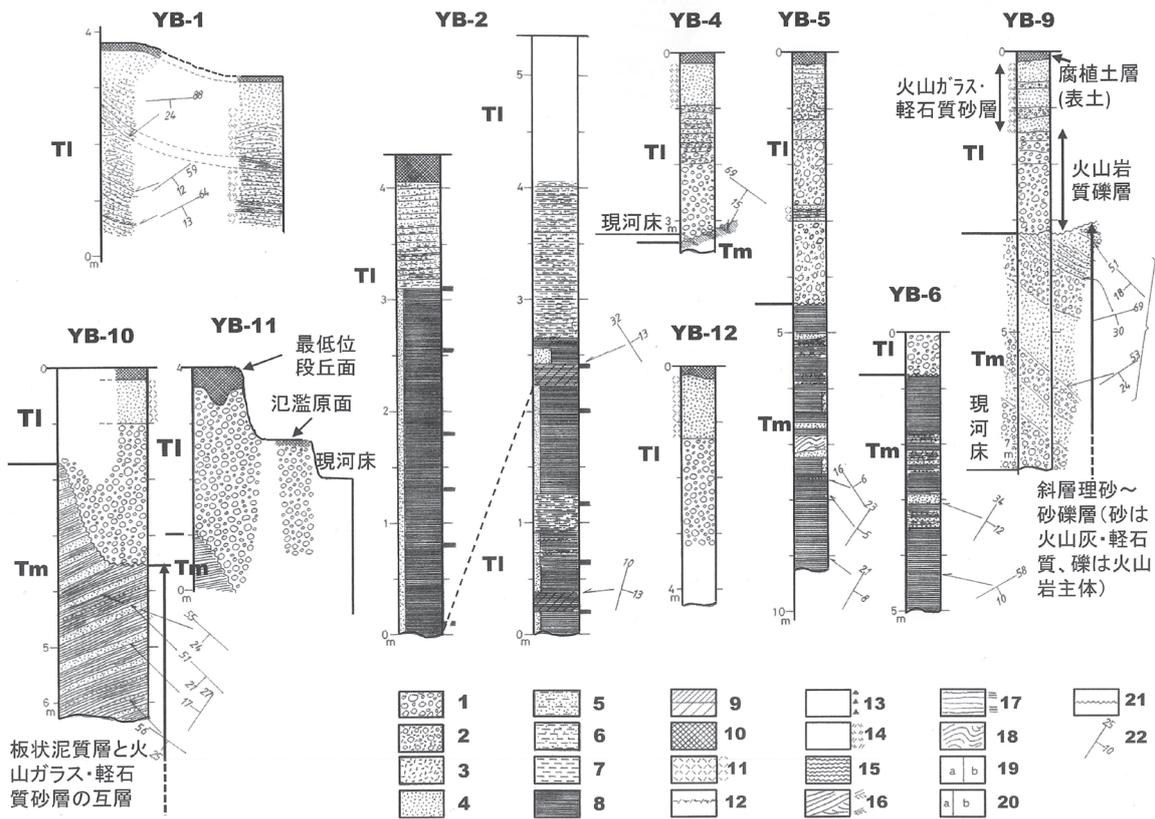


第3図：ヤンベツ川下流域の段丘面区分とその堆積物の分布。調査地点の位置を強調して示す。

て述べる。野外調査はヤンベツ川下流域について実施した。写真撮影を行いながら視察するとともに，14 地点（下流から上流へYB-1～14）の露頭の調査を行った。地質図を第3図に示すが，野外調査はヤンベツ川沿いの一般的な地形・地質調査と試料分析に関する特定箇所の詳細調査に分けるが，後者については次の節で説明する。

ヤンベツ川流域では現河床からの比高 20～25 m と同 5 m 程度の2面の段丘面が主に認められる。前者は中位段丘面として扱い，その堆積物は中位段丘堆積物（Tm）とする。後者は低位段丘面として扱うが，糠平温泉に向かう道道や湖岸の野営キャンプ場などが載る面であり，前者よりは分布が広く，その堆積物は低位段丘堆積物（T1）として扱う。ヤンベツ川とその支流に沿っては，現河川氾濫原が分布しその堆積物をともなう。地形図のコンター状況からは周囲の山地寄りの部分に標高 850 m～870 mの緩斜面があるように見えるが，そのような部分を構成する堆積物の有無・実態などは，調査を行っておらず不明である。さらに，部分的には現河床からの比高が 3 m 程度の最低位段丘面とその堆積物が確認できる場合があり，第3図では現河川氾濫原面とその堆積物に含めている。

露頭の柱状図集を第4図に示す。ヤンベツ川河口付近，



第4図：ヤンベツ川下流域の柱状図集。1：礫，2：砂礫，3：粗～極粗粒砂，4：極細～中粒砂，5：泥質極細～細粒砂，6：砂質泥，7：泥（粘土～シルト），8：薄板状泥（縞状泥），9：泥炭および泥炭質，10：腐植土，11：火山灰および火山灰質，12：火山灰薄層，13：スコリア質，14：軽石質，15：ローム質，16：斜交葉理，17：平行葉理，18：スランプ褶曲またはコンポリュート葉理，19：a・b互層，20：b優勢互層，21：明瞭な不整合面，22：地層の走向・傾斜。

キャンプ場付近およびヤンベツ川東岸大露頭～山田温泉東側大露頭の間に分けて説明する。

1. ヤンベツ川河口付近

ヤンベツ川の河口域は第5図Aに示すように、三角州が形成されている。これはグーグルマップ2018空中写真を引用したもので、2016年夏季の連発台風（7号，9号，10号，11号）の被害を反映しており，河口西側（湖岸沿い）に多数の流木の集積が認められる（第5図B・C）。第5図Dは然別湖北岸東側の湖岸急斜面露頭をとらえたものである。これは鮮新世ナイタイ火山岩類（普通輝石しそ輝石安山岩質火山角礫岩類）の分布域で，そのものあるいはそれに由来する火山岩質崖錐と見なされる。

河口に近い部分は近年の洪水を反映してかなり幅広くなっており，現地では洪水時の広がった流路がとらえられる。河口から約300mの東岸側のYB-4地点では現河床からの比高が3mあまりの段丘面と露頭が認められる（第3，4図）。河床付近は薄板状泥質層（シルト～シルト質極細粒砂）でN69°W・15°SSWの層理があり，部分的に植物破片に富む泥炭質薄層を挟む。さらに上位には厚さ2m余りの火山岩質礫層が認められ，その上半部は砂質層と互層状となり，さらに上位には火山灰質砂

層（厚さ75cm），腐植土層（表土；厚さ20cm）が重なる。薄板状泥質層は，YB-5～8地点の地質状況との関連から，中位段丘堆積物（Tm）の湖成堆積物に該当すると見なされる。露頭の主部は現河床からの比高などから低位段丘堆積物に該当すると見なした。

ヤンベツ川東岸大露頭（YB-8地点）に至るまでの間は，第3図に示すように，川沿いには低位段丘が主体であるが，部分的には最低位段丘も認められる。

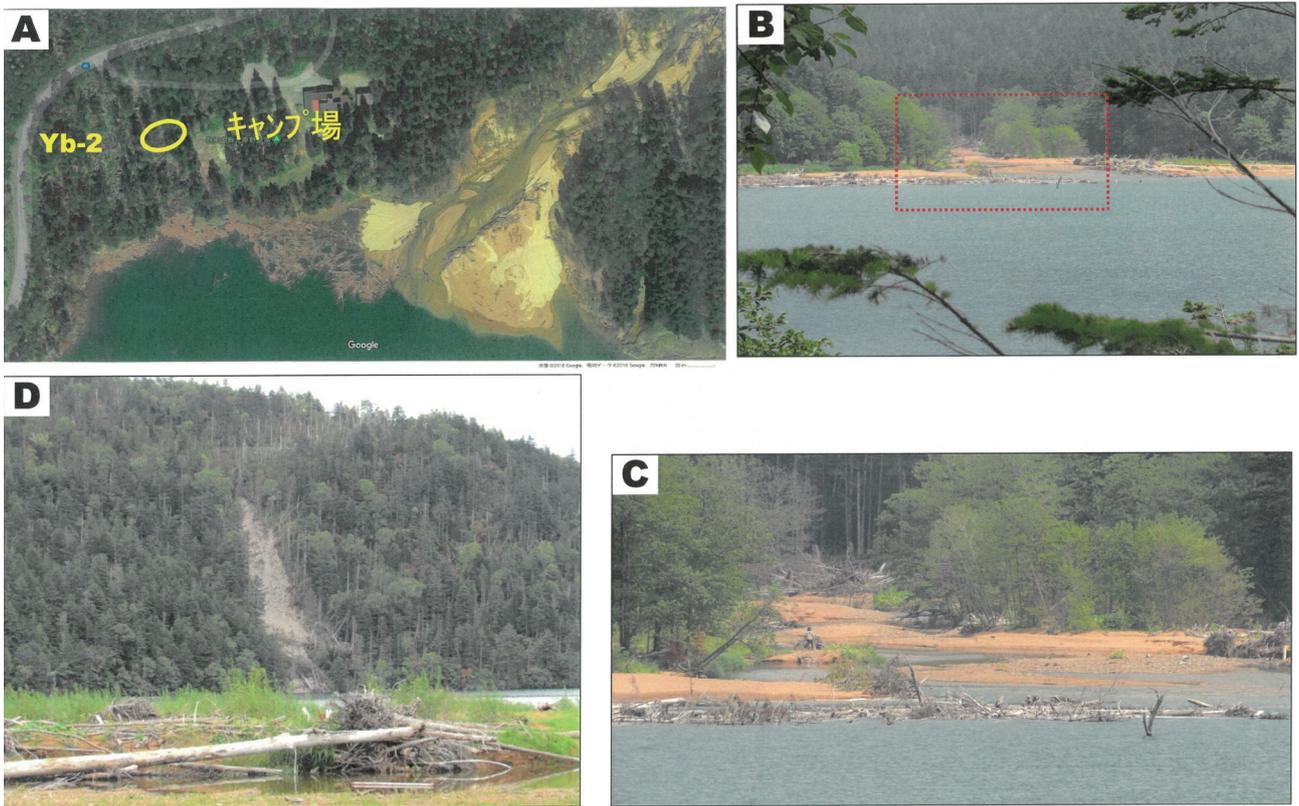
2. 然別湖北岸キャンプ場付近

第3図に示すようにキャンプ場付近は低位段丘の分布域である。

キャンプ場西側河崖露頭（YB-2地点）の北側に隣接してYB-1地点がある（露頭トップの現河床からの比高は4m弱；第3，4図）。YB-1地点と比較すると，平行層理（一部斜交葉理）の顕著な砂質相が優勢となっている。部分的に泥質層をはさみ，一部は泥炭質になっている。なお，層理はS～SSEへ12～24°の傾斜を示すが，デルタの前置層の可能性もある。低位段丘として段丘面の現河床や湖岸からの比高は3～4mである。

3. ヤンベツ川東岸大露頭～山田温泉東側大露頭の間

ヤンベツ川東岸大露頭付近のYB-5～8地点について



第5図 ヤンベツ川河口付近の写真集。A：ヤンベツ川河口付近の空中写真（2018年グーグルマップ）、B・C：ヤンベツ川河口を南南西1.1kmの湖岸道路地点から撮影（Cは赤枠部の拡大写真）、D：然別湖北東部の斜面崩壊（旧期然別火山ナイタイ山火山岩類由来。手前はヤンベツ川河口）。

は、後で詳しく述べる。

東岸大露頭（YB-8）の北側（上流側）に隣接してYB-9地点がある（第3, 4図）。ここでは現河床からの比高約4mの不整合面から上位に厚さ3mあまりの段丘堆積物が重なる。段丘堆積物はその構成がYB-4地点に類似して、下半部1.5mが火山岩質礫層で、上半部1.2mは火山ガラス・軽石質砂層（一部に火山岩質砂礫を互層状にはさむ）、最上部15～20cmは腐植土層（表土）であり、隣接のYB-8地点の中位段丘堆積物との関連も顧慮に入ると、低位段丘堆積物（Tl）と見なされる。露頭の下半部は斜層理の顕著な砂～砂礫層（砂は火山灰・軽石質、礫は火山岩主体）よりなる。隣接のYB-8露頭と一連の砂～砂礫層となっており、中位段丘堆積物（Tm）と見なされる。斜層理はSW～SEへ20～30°傾斜で、ヤンベツ川の下流すなわち然別湖に向かうデルタ前置層を示すことが明らかである。

YB-9地点から約700m上流の西岸側にYB-10地点があり（第3, 4図）、現河床から6mあまりの高さの段丘面が認められ、YB-3, YB-9地点との段丘堆積物の類似性から低位段丘の露頭と見なされる。露頭中段に不整合面があり、不整合面以下は中位段丘堆積物（Tm）で、板状泥質層（シルト～砂質シルトと極細～細粒砂の細互層）と火山ガラス・軽石質砂層の各3～10cmの厚さ

の互層より成り、層理（斜層理）はSW～SEへ20°前後である。

YB-10地点から100mあまり上流の東（南）岸側にYB-11地点があり（第3, 4図）、上流から下流へ向かってステップ状に面の比高が低下する段丘群がみとめられる。上流側の最も高い段丘面は河床からの比高は4mの低位段丘面で、段丘堆積物は礫層主体で、火山灰質砂層を伴わず、最上部は厚さ最大70cmの腐植土層（表土）となる。これらのことから、この段丘面は低位段丘ではなく最低位段丘に対応すると思われる。礫層の下位にはYB-10地点の不整合面下の互層に類似した地層が認められ、中位段丘堆積物（Tm）の一部と見なされる。さらに低い段丘面は河床からの比高は3m弱で、段丘堆積物は礫層主体で、最上部に約15cmの腐植土層（表土）をとまう。さらに低い面は現河床からの比高さ2mであり、氾濫原面と見なした。

YB-11地点から100mあまり上流の東岸側にYB-12地点があり（第3, 4図）、現河床からの比高4mあまりの段丘面と段丘堆積物露頭が認められる。段丘堆積物の地質構成は、主部の礫層、上部の火山灰質砂層、最上部腐植土層（表土）より構成され、YB-4, YB-9およびYB-10地点などの段丘堆積物のそれとほぼ同様であり、段丘は低位段丘と見なされる。



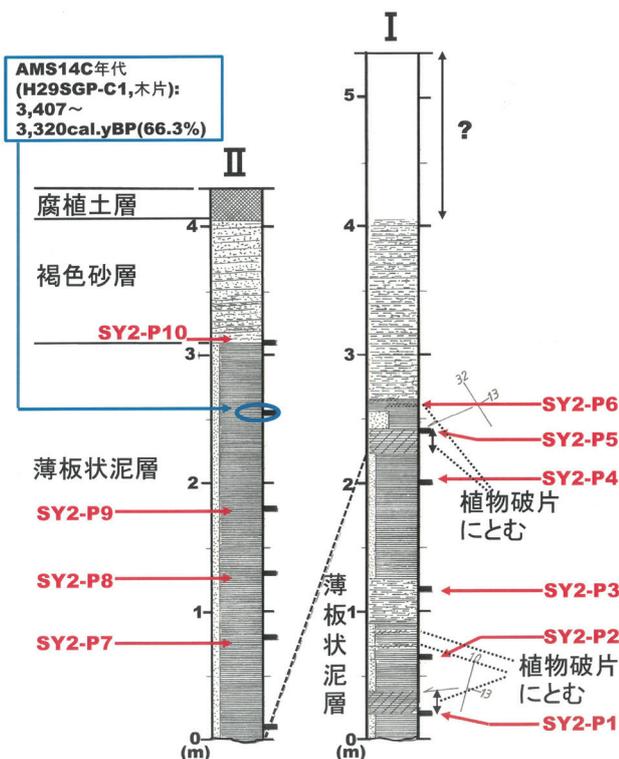
第6図 キャンプ場西側河崖露頭(YB-2地点)の2015年8月初旬調査時の状況。黄色枠部分は柱状図作成I部分。写真左側に同じくII部分がくる。

試料分析に関する地質調査

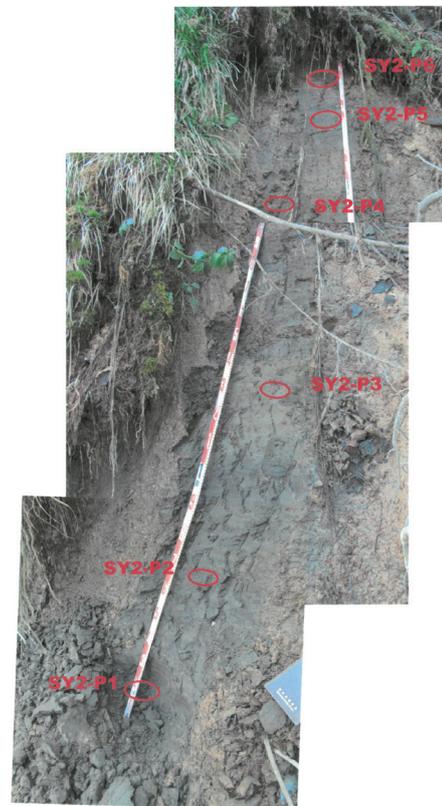
ヤンベツ層がまとまって厚い状態で露出する箇所として、然別湖北岸キャンプ場西側河崖露頭(第6図; YB-2地点)、ヤンベツ川東岸大露頭(YB-8地点)付近および山田温泉東側大露頭(YB-13・14地点)があり、ヤンベツ層の年代・古気候変遷を明らかにするために、AMS¹⁴C年代測定・火山灰分析・花粉分析の試料採取を兼ねて層相について詳しい調査を行った。

1. 然別湖北岸キャンプ場西側河崖(YB-2地点)

第6図に示す黄色枠のIの部分について柱状図を作成



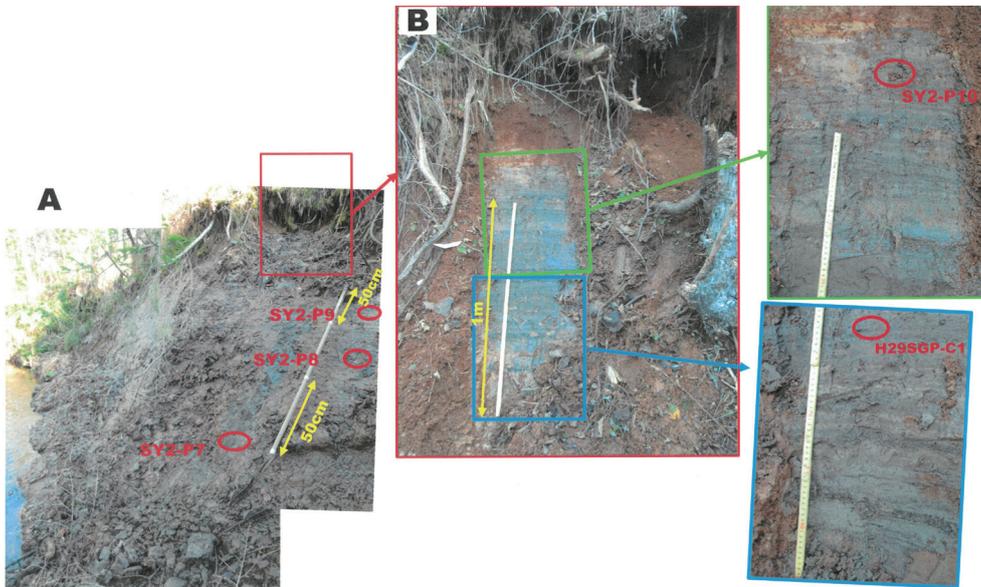
第7図 YB-2地点の柱状図。凡例は第4図に従う。



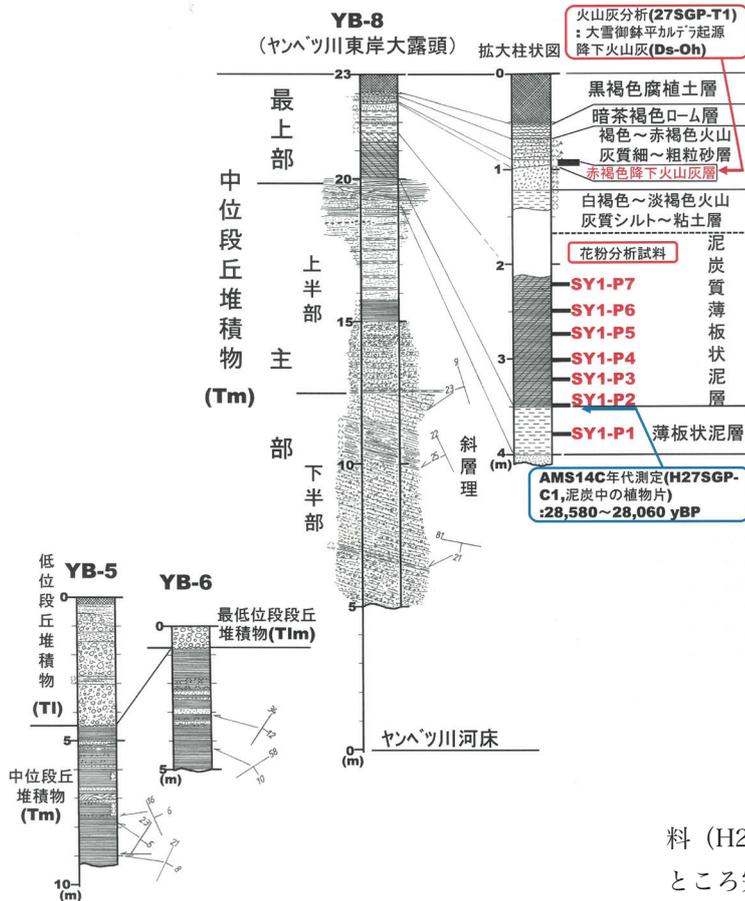
第8図 YB-2地点のI柱状作成部分。赤丸囲みは花粉分析に供した試料採取部(SY2-P1~6)。

し、試料採取を行った。その詳細は第7図Iおよび第8図に示す。ここでは河床から露頭トップまで5mあまりの比高があるが、4m付近まで薄板状泥相で、極細～細粒砂層を頻繁にはさみ、微細な植物破片を含む。N~ESEへ10°あまり傾斜する。下位よりSY2-P1~P6の6点を採取し花粉分析試料とした。

上流側のIIの部分については、露頭トップ(段丘面)から4.2m下位までの部分について観察を行って柱状図を作成し、上位よりi)腐植土層(厚さ25cm;表



第9図 YB-2地点のII柱状作成部分の写真集。A：IIの露頭部分の全体写真、赤囲み部分で花粉分析用試料SY2-P7～9を採取。B：Aの紫枠部分の拡大部で、下位より薄板状泥層、褐色砂層、腐植土層が区分できる。右側に拡大写真を示すが、花粉分析試料SY2-P10およびAMS¹⁴C年代測定試料H29SGP-C1を採取した。



第10図 ヤンベツ川東岸大露頭付近の柱状図集 (YB-5・6・8地点)。中位段丘堆積物の層序と採取試料の位置(層準)を示す。凡例は第4図に準ずる。

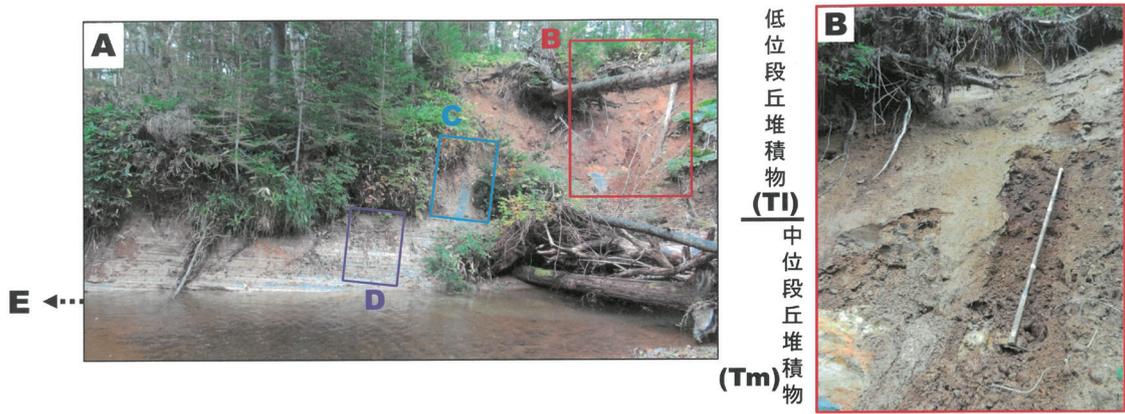
土), ii) 褐色砂層 (褐色～赤褐色葉理細～粗粒砂; 厚さ1 m弱), iii) 薄板状泥層 (3.1 m+) を確認した (第7図II, 第9図A・B)。これらのうちiii) 中で5点の試料を採取し, うち4点を花粉分析用とし (SY2-P7～10), 上位より3番目のものをAMS¹⁴C年代測定用とした (H29SGP-C1)。試料分析の項で明らかのように, 試

料 (H29SGP-C1) についてAMS¹⁴C年代測定を行ったところ完新世後半の値が得られており, 露頭全体が低位段丘堆積物に対比が可能となっている。

2. ヤンベツ川東岸大露頭付近 (YB-5～8地点)

ヤンベツ川東岸大露頭 (YB-8地点) が主要な調査箇所であるが, 対岸小沢入り口の露頭群 (YB-5, 6) も, 湖成堆積物様の地層が露出することから調査対象に含めた。

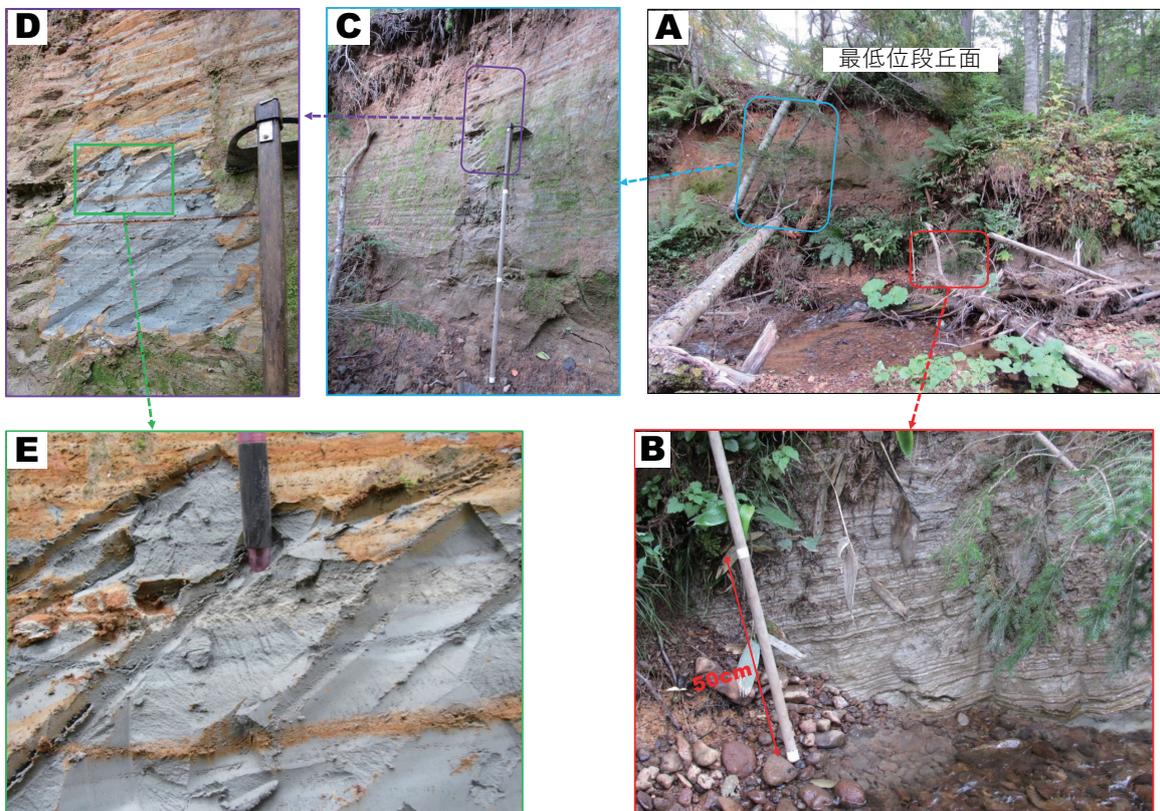
YB-5地点では, 現河床から約9 m高に段丘面, 河床



スランプ褶曲



第 11 図 YB-5 地点 (ヤンベツ川東岸大露頭の対岸の枝沢口) の写真集. A : 第 10 図の YB-5 柱状図に対応, 赤枠は写真 B に, 青枠は同 C, 紫枠は同 D に対応. 左側に写真 E の部分が続く. B・C・D : 部分拡大写真, E : 中位段丘堆積物 (湖成堆積物) のスランプ褶曲.



第 12 図 yb-6 地点 (ヤンベツ川東岸大露頭の対岸の枝沢口) の写真集. 第 10 図の yb-6 柱状図に対応. A : 露頭の全容, B : 写真 A の赤枠部分の近接拡大写真, C : 写真 A の青枠部分の近接拡大写真, D : 写真 C の紫枠部分の拡大写真, E : 写真 D の緑枠部分の拡大写真.



第13図 ヤンベツ川東岸大露頭 (YB-8 地点) の全容を downstream 側からとらえる。下は露頭東半部 (上流側) で主調査部分。2017年9月撮影。

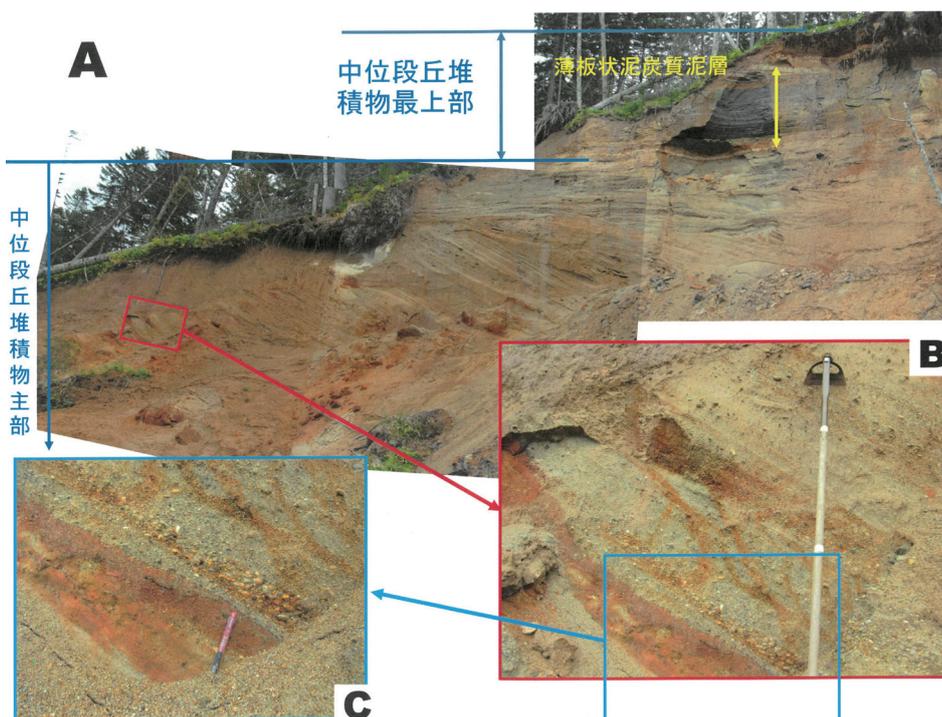
より 4.5 m 以上に低位段丘堆積物 T1 (厚さ 4.5 m) が重なる (第10図, 11図A・B)。T1 は一部砂質層をはさむが、礫～砂礫主体で、最上部に 25 cm の腐植土層 (表土) をともなう。段丘面は糠平温泉越えの道道が載る面に一致し低位段丘面に相当する。T1 の下位 5 m + はほぼ一様な薄板状泥相より構成され、中位段丘堆積物 (Tm) の一部と見なされる。この薄板状泥相は粘土～シルトよ

りなり、10 cm + ~ 1 cm 以下の厚さの極細粒砂層を頻繁にはさみ互層状をなすこともあり、泥質部-砂質部の繰返しはいわゆる“年縞”に相当する可能性がある (第11図C・D)。さらに、火山灰質薄層も頻繁にはさまれ、下流側へ (ENE ~ ESE へ) 5° あまりで傾斜する。第11図A 露頭部の南西側 (小沢内対岸) に薄板状泥相の一部がスランプ状褶曲を成す部分が認められることもある (第11図E)。

YB-6 地点 (第10, 12図) については現河床から約 5 m 高に段丘面があり (第12図A), 最上部に厚さ約 1 m の礫層があり、YB-5 地点の段丘堆積物とは高さや厚さなどが異なることから、最低位段丘堆積物と見なした。露頭の主体は厚さ 4.2 m + の薄板状泥相であり (第12図B ~ E), YB-5 地点の不整合面下のものと同様なもので一連の堆積物 (中位段丘堆積物) と見なされる。SE へ 10° 程度傾斜し、地層対比上は YB-5 地点の上部からその上位にあたと見なされる。YB-7 地点は沢口の河床露頭であり、薄板状泥層を認めた。

ヤンベツ川東岸大露頭 (YB-8 地点) については、現河床からそのトップまでの比高は 24 m あまりであり (第10, 13図), 大きく主部と最上部に区分できる。

主部 (厚さ 15 m + ; 第14図) は砂～砂礫を主体とし、その堆積相の特徴から下半部 (高さで 7.5 m +) と上半部 (7.5 m +) に分けられる。下半部は泥質層を挟むこともあるが、WSW ~ SSW へ 20 ~ 25° 傾斜の斜層理が発達する。斜層理は西～南のヤンベツ川下流・河口方向を示すもので、デルタの前置層の特徴を示している。上半部は砂礫、薄板状泥および砂・泥互層よりなり、平行



第14図 YB-8 地点の中位段丘堆積物主部の調査 (2017年7月初め, 9月中旬)。A : 露頭全容 (斜層理の顕著な砂～砂礫層で、三角州の堆積相を示す)。B : A の赤枠部分の拡大写真 (斜層理)。C : B の青枠部分の拡大写真。

葉理・層理が顕著である。最上部の薄板状泥炭質泥層(v)および白褐色～淡褐色火山灰質シルト～粘土層(iv)を含めて、ほぼ一連の地層を形成しており、デルタの頂置層と見なされる。河口付近の河川氾濫原や湖岸の湿地の堆積物とみなされる。

最上部(厚さ4 m)は上位より、i:黒褐色腐植土層(厚さ53 cm), ii:暗茶褐色ローム層(15 cm), iii:褐色～赤褐色火山灰質細～粗粒砂層(55 cm), iv:白褐色～淡褐色火山灰質シルト～粘土層(20 cm+)およびv:薄板状泥炭質泥層の層序が明らかになった(第

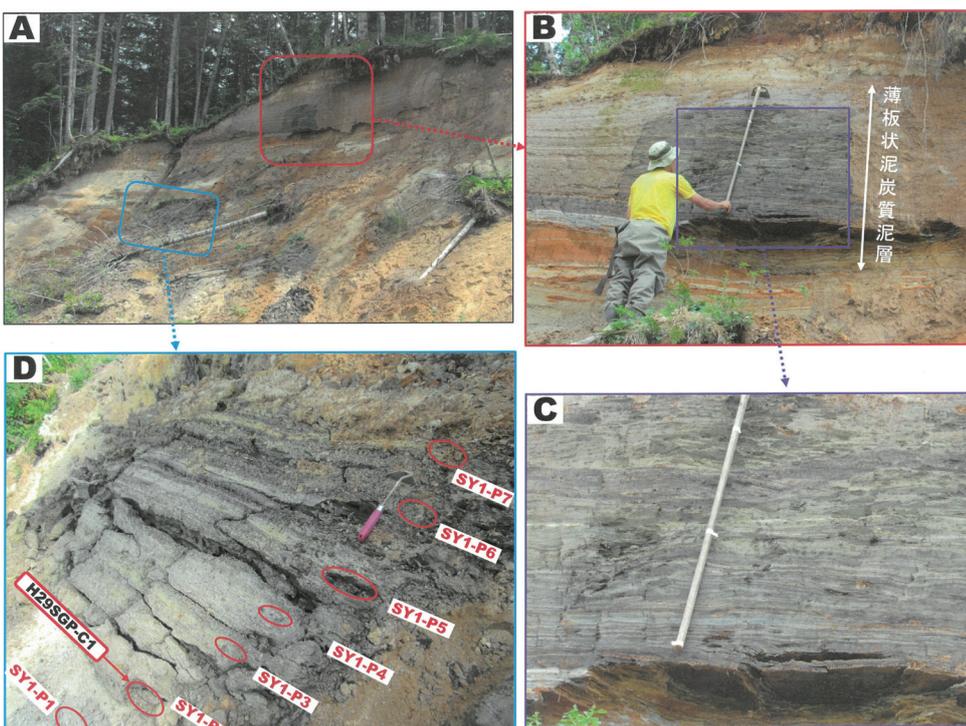
10, 15, 16 図)。iiiはいわゆるロームであり、風成層と見なされる。iiiの中部に挟まれる厚さ5～8 cmの赤褐色シルト～細粒サイズ火山灰層から火山灰分析試料(H27SGP-T1)を採取した(第15図C)。vについては、露頭そのものでの試料採取が困難であることから(第16図B),ブロックとしてずり落ちたものを認め(第16図D),その部分から分析試料を7点採取し、花粉分析用(下位よりSY1-P1～7)とした。さらにSY1-P2についてはAMS¹⁴C年代測定試料(H27SGP-C1)にも供用した。

3. 山田温泉東側大露頭((YB-13・14地点)



第15図 YB-8地点の中位段丘堆積物最上部の上半部の調査(2015年10月下旬)。

A: 中位段丘堆積物最上部を下方から撮影。B: 段丘上に上がり、倒木めくれ上がり部での作業風景。C: 中位段丘堆積物のほぼ全体の重なりを示すつなぎ写真。



第16図 YB-8地点の中位段丘堆積物最上部の下半部の観察と試料採取(2015年8月初)。

A: 調査部分の全容。B: Aの赤枠部分の拡大写真で薄板状泥炭質泥層とその上下の部分。C: Bの紫枠部分の拡大写真(薄板状泥炭質泥層)。D: Aの青枠部分の拡大写真で、写真B付近が成層状態を維持してずり落ちた部分。赤囲みの7試料(SY1-P1～7)を花粉分析用試料とし、そのうちSY1-P2の一部をAMS¹⁴C年代測定試料(H27SGP-C1)にも供した。

山田温泉東側大露頭はヤンベツ層の模式地（露頭）とされている（山岸・安藤，1982）。本露頭はヤンベツ川東岸大露頭と同様に中位段丘に該当する。グーグルマップ2018 空中写真（第 17 図）からは河岸段丘部の半円状に崩壊した地すべり様地形（南北 120m× 東西 50m 前後）が確認できる。この地すべりは2016 年 8 月の台風による豪雨で生じたようであるが、崩壊の様子は現地ではとらえると、多数の崩壊ブロックが川へ向かって次から次へ押し出されていることが明らかである（第 18 図）。この崩壊地の南端部の YB-13 地点と北東部中央寄りの YB-14 地点の柱状図を第 19 図に示す。

YB-13 地点は地すべりの影響を受けない露頭であり、中位段丘堆積物として河床付近から段丘面までの比高 15 m のほぼ全体を観察できる（第 20 図 A）。河床付近から高さにして 6 m +（下部）は斜層理をなす砂質層で、薄板状泥層を厚薄様々にはさみ、部分的にスランプ褶曲・泥質偽礫濃集部などを含む（第 19 図）。斜層理は SW ~ SSE へ 10 ~ 20° 傾斜する（第 20 図 B ~ D）。中 ~ 上部は平行層理部である（第 20 図 B, 21 図 A ~ C）。上位より、i : 黒褐色腐植土層（厚さ約 30 cm ; 第 21 図 D）、ii : 薄板状泥層（105cm, 部分的に泥炭質薄層をはさむ ; 第 21 図 D）、iii : 斜交葉理砂礫層（5.4m）、iv : 砂礫・泥互層（3.7 m）の層序が明らかになった。下部（斜層理砂質層）は蛇行河川のポイントバーの可能性も考えられるが、斜層理は下流側の然別湖方面へ傾斜することから、デルタの前置層とみなした。中 ~ 上部（平行層理部）は同じく頂置層と見なされる。

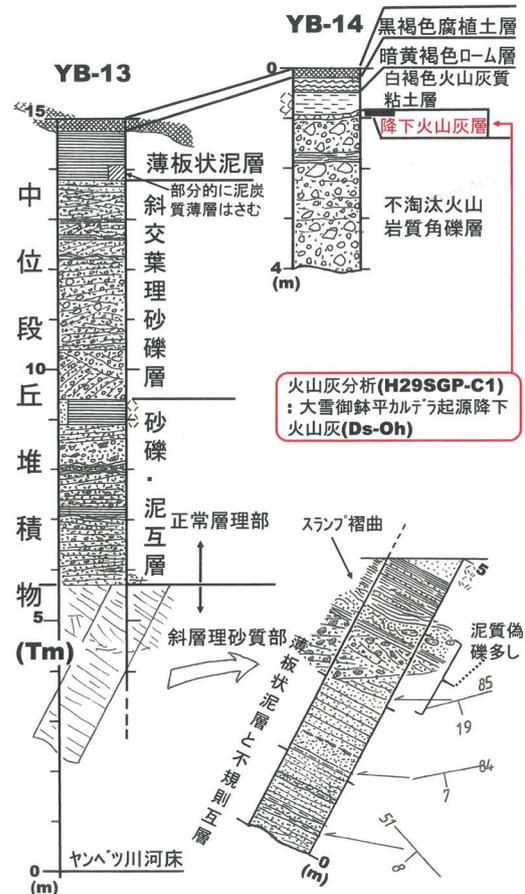
YB-14 地点とその周辺は地すべりにより、地割れ状に



第 17 図 山田温泉東側大露頭（YB-13・14 地点）付近の空中写真（画像 2018 年グーグルマップ）



第 18 図 山田温泉東側大露頭（2016 年 8 月台風による崩壊地；2017 年 9 月中旬撮影）。上：下流から撮影。下：上流から撮影。



第 19 図 山田温泉東側大露頭の 2 地点（YB-13, YB-14）の柱状図。凡例は第 4 図に従う。

谷が生じている（第 22 図 A）。地割れ断面の写真（第 22 図 A～C）を見ると、YB-13 地点の ii（薄板状泥層）に相当する部分は欠如し、iii（斜交葉理砂礫層）に相当する部分はほぼ全体が不淘汰の角礫層になっているのが明らかであり、上位より a：黒褐色腐植土層（厚さ 26cm；表土）、b：暗黄褐色ローム層（28 cm；シルト～シルト質極細粒砂）、c：白褐色火山灰質粘土層（30 cm 弱）、d：火山岩角礫層（3 m +）が区別できる（第 19 図）。c の最下部には厚さ 3～10 cm の降下火山灰層（ゴマ塩状、中～粗粒の軽石質；第 22 図 D・E）をはさみ、火山灰分析試料（H29SGP-T1）として採取した。iv）は不淘汰な安山岩質火山角礫相で構成されるが、これは YB-8 地点が YB-13 地点に比して、谷の周辺に位置し、山側側面からの崖錐的な瓦礫の供給が卓越したためであろう。

分析結果

採取試料について、AMS¹⁴C 年代測定、火山灰分析および花粉分析を実施した。AMS¹⁴C 年代測定は然別湖北岸キャンプ場西側の河畔露頭（YB-2）、ヤンベツ川東岸大露頭（YB-8）で採取した試料のうち各 1 試料について行った。火山灰分析はヤンベツ川東岸大露頭（YB-8）および山田温泉東側大露頭（YB-14）を対象として、それぞれ 1 試料について行った。花粉分析はキャンプ場河畔露頭（YB-2）およびヤンベツ川東岸大露頭（YB-8）で採取の試料のうち、それぞれ 10 試料、7 試料を選び出し行った。

1. AMS¹⁴C 年代測定

2015 年および 2017 年に名古屋市の株式会社地球科

学研究所（Beta Analytic Inc. 日本総代理店）へ依頼して行った。H27SGP-C1 は泥質泥炭から草本の繊維分を分離し、それを測定した。H29SGP-C1 については湖成堆積物の泥質物中の小木片である。

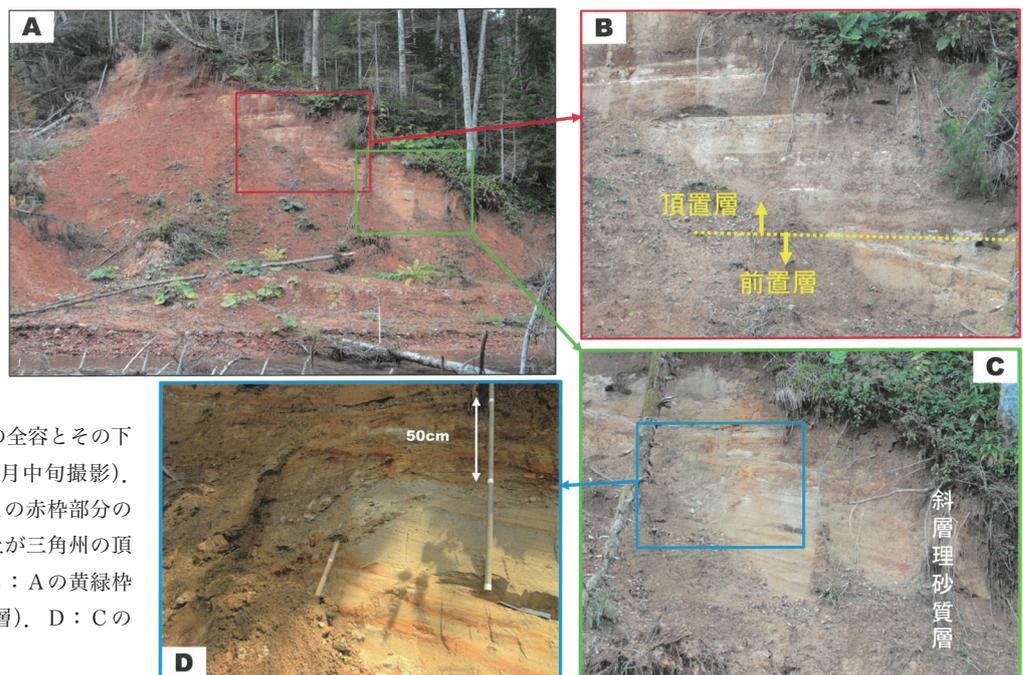
測定結果は第 1 表にまとめて示す。それぞれ、Intcal 13 (Reimer et.al.,2013) を適用して（第 23 図）、暦年への較正を行った。H27SGP-C1 については暦年 BC 26,630～26,110 cal.y (BP 28,580～28,060 cal.y) であり、その年代は 28.3ka で、MIS2 (Ishiwa et. al.,2019) によれば 2.9 万年前～1.4 万年前頃) 中の最終氷期最寒冷期前の時代である。H29SGP-C1 については暦年 (66.3%) BC 1,458～1,371 cal.y (BP 3,407～3,320 cal.y) , (25.8%) BC 1,359～1,300 cal.y(BP 3,308～3,249 cal.y) であり、その年代は完新世後期（縄文時代後期）である。

2. 火山灰分析

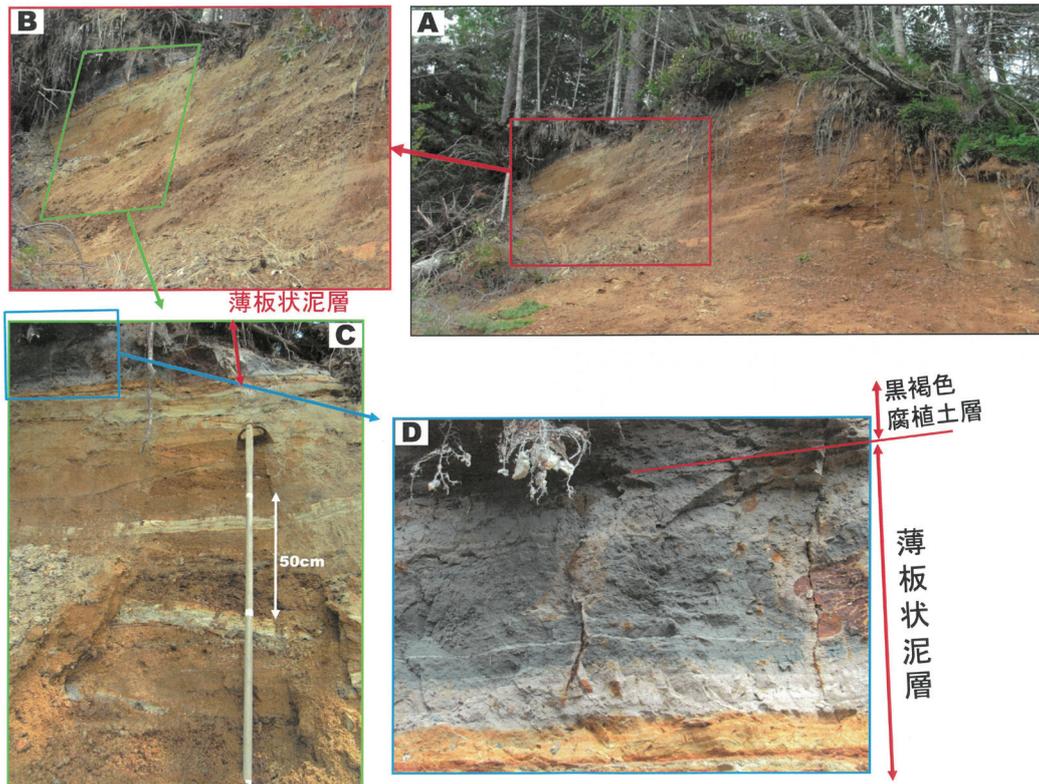
火山灰分析は粒子組成分析（顕微鏡観察）、火山ガラス屈折率測定、火山ガラス主成分分析であり、株式会社古澤地質（愛知県岡崎市）へ依頼した。

分析は古澤（1995, 2003）および古澤ほか（2018）の方法にほぼ準じて、前処理、粒子組成分析（プレパラート作成・検鏡）、屈折率測定および主成分分析（薄片作成・分析）を行った。

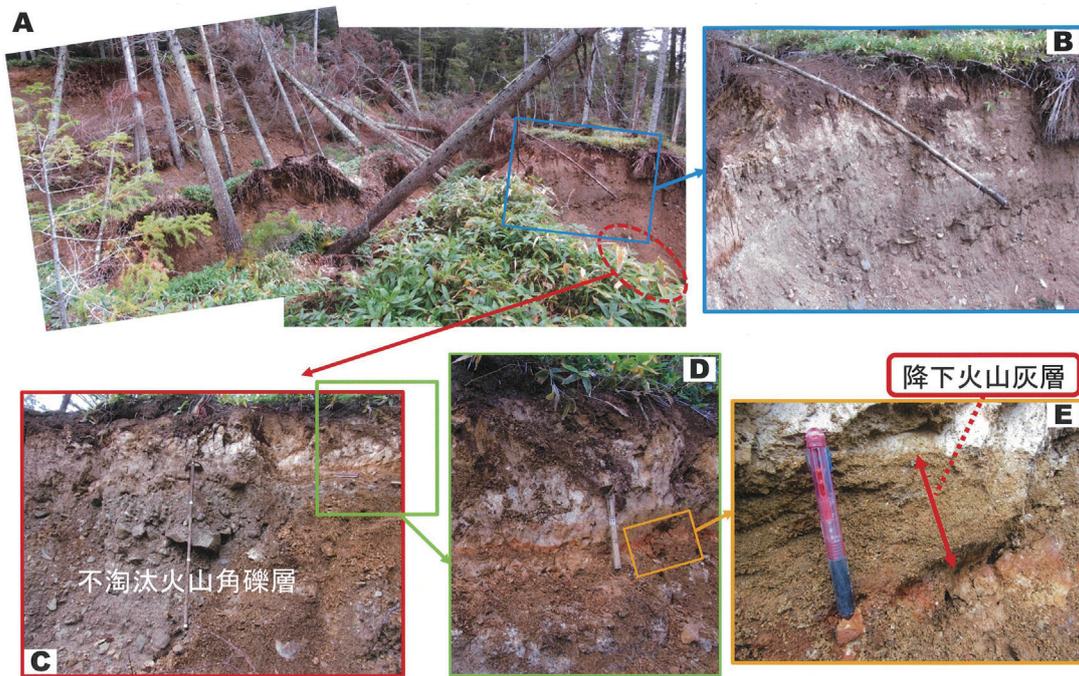
火山灰の分析結果の概要を第 2 表に示す。粒子組成については、各総計 300 粒子のうち 73～81% が岩片であり、火山ガラス（軽石）粒は 5% 以下と極めて低率なことが特徴であり、このことから降下軽石とは言い難い。火山ガラスの屈折率測定結果の詳細を第 24 図に示す。両試料の火山ガラスの屈折率は 1.495～1.501 で



第 20 図 YB-13 地点露頭の全容とその下部の写真集（2017 年 9 月中旬撮影）。A：露頭の全容。B：A の赤枠部分の拡大写真で黄色破線以上が三角州の頂置層、以下が前置層。C：A の黄緑枠部分の拡大写真（前置層）。D：C の青枠部分の拡大写真。



第21図 YB-13地点露頭上部の写真集(2017年9月中旬撮影)。A:YB-13地点露頭上部の全容。B・C・D:それぞれAの赤枠、Bの黄緑枠、Cの青枠部分の拡大写真。Bは薄板状泥層。



第22図 YB-14地点露頭の写真集(2017年9月中旬撮影)。

A:YB-14地点露頭(階段状に滑落してブロック化・地割れ発生)。B:Aの青枠部分の拡大写真(一つの滑落崖の露岩状態)。C:Bの黄緑枠部分の拡大写真。D:柱状図作成・火山灰試料採取の滑落崖(写真A中に位置を示す;撮影上死角)。

E:Dの褐色枠部分の拡大写真,大雪御鉢平カルデラ起源Ds-Ohと判明した降下火山灰を採取(試料H29SGP-T1)。

ある。主成分分析結果の一覧を第3表に示すが、後述するように、SiO₂ 割合と他の主成分の割合との関係を示すハーカー図による考察によれば、H27SGP-T1 および H29SGP-T1 の分析結果は SiO₂ と他成分との関係においてほぼ重なっており、両者は同一の火山灰起源であることが明らかである。

3. 花粉分析

花粉分析はアースサイエンス株式会社技術顧問（当時）の五十嵐八枝子氏に依頼した。

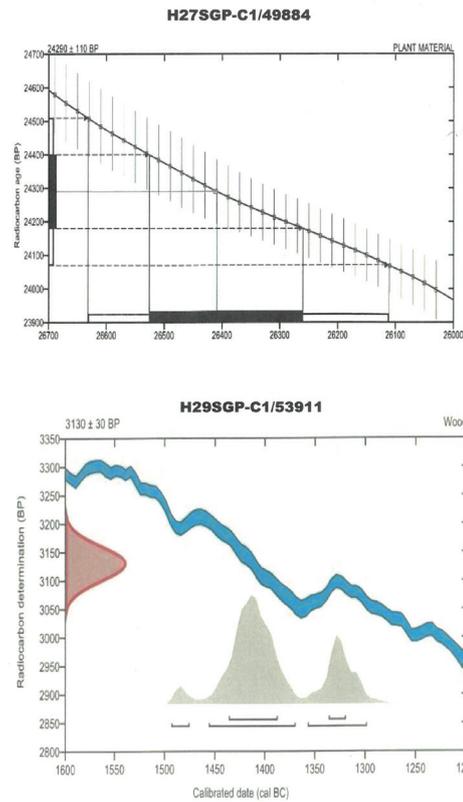
作製したプレパートは400倍の光学顕微鏡で検鏡した。検鏡にあたっては、各試料について、花粉および孢子数の合計200個以上を同定した。化石の産出率については、木本花粉はその総数を基数として算定し、草本類およびシダ類は花粉・孢子の総数を基数として算定した。分析結果は以下のとおりである。

i) ヤンベツ川東岸大露頭 (YB-8 地点)

分析結果を第4表（花粉分析結果一覧表）および第25図（花粉分析結果チャート）に示す。7試料のうち、全く花粉を含まない最下位のSY1-P1を除いて他の6試料からそれぞれ200個以上の化石花粉・孢子を検出した。試料SY1-P2は針葉樹のカラマツ属とマツ属をそれぞれ30%以上含み、他の針葉樹トウヒ属、モミ属は低率である。広葉樹、草本類、シダ類の産出は低いが、コケスギランの孢子が低率だが産出していることが注目される。試料SY1-P3, P4ではカラマツ属が急減し、代わってトウヒ属とカバノキ属が増加した。試料SY1-P5~P7ではトウヒ属が一旦減少するが上位へ増加するとともに、モミ属も増加した。広葉樹はカバノキ属が10%前後で最も高率に産するが、他の広葉樹（コナラ属、ハシバミ属、ハンノキ属、ヤシヤブシ属、ヤナギ属）は極めて低率である。草本類、シダ類も極めて低率である。全花粉・孢子に占める樹木花粉の割合は全体の90%以上を占める。

ii) 然別湖北岸キャンプ場西側河崖露頭 (YB-2 地点)

分析結果を第5表（花粉分析結果一覧表）および第26図（花粉分析結果チャート）に示す。試料SY2-P1~P6で針葉樹のトウヒ属・モミ属・マツ属と落葉広葉樹のコナラ属・カバノキ属が比較的高率に産出した。その他の広葉樹はハシバミ属、サワシバ属、ニレ属、クルミ属、



第23図 AMS¹⁴C年代測定結果の暦年への較正。上：H27SGP-C1 (YB-8地点), 下:H29SGP-C1 (YB-2地点)。

シナノキ属、ハンノキ属、ツツジ科およびヤナギ属であり、ヤンベツ川東岸大露頭 (YB-8 地点) の花粉組成と比較して、種類は多いが低率である。草本類としてはキク科、ヨモギ属などが低率で産出した。全花粉・孢子に占める樹木の割合は全体の90%以上と高率である。

花粉の産出傾向はトウヒ属、モミ属、コナラ属がSY2-P1からP6に向けて、不規則的ではあるが減少傾向を示す。SY2-P7~P9ではトウヒ属、モミ属が増加の傾向を示し、コナラ属とカバノキ属は際立って減少した。しかし、最上位の試料SY2-P10ではトウヒ属がやや減少し、代わってコナラ属、カバノキ属がやや回復した。その他の広葉樹のニレ属、クルミ属、ハンノキ属が低率で産出する。

考 察

1. 中位段丘堆積物最上部中の降下火山灰の大雪山御鉢

第1表 SMS¹⁴C年代測定結果

geo ID	beta ID	sxs	sample	type of material	Measured Radiocarbon Age	Conventional Radiocarbon Age	cal(確率法)	13C	Technique Delivery	Pretreatment
49884	423992	1	H27SGP-C1	plant material	24370 110	24290 110	Cal BC 26630 - 26110 (Cal BP 28580 - 28060)	-29.9	AMS-Standard	acid/alkali/acid
53911	479809	1	H29SGP-C1	wood	3140 30	3130 30	95.4% probability[(66.3%) 1458 - 1371 cal BC (3407 - 3320 cal BP) (25.8%) 1359 - 1300 cal BC (3308 - 3249 cal BP) (3.3%) 1495 - 1477 cal BC (3444 - 3426 cal BP)	-25.4	AMS-Standard	acid/alkali/acid

第2表 火山灰分析結果の概要 (H27SGP-T1, H29SGP-T1)

試料名	Volcanic Glass			Light Mineral	Heavy Mineral						Rock	V.Rock	Total	特記鉱物	火山ガラスの屈折率	斜方輝石の屈折率	角閃石の屈折率	テフラ名
	Bw	Pm	O	Fl・Qu	Opx	Cpx	Gho	BaHo	Oth	Opq								
H27SGP-T1	7	1	0	31	9	0	2	1	0	0	243	6	300	H.M.: Opx>Cpx,Gho (BaHo)	1.497-1.501	1.708-1.721(31/40),1.729-1.735(9/40)	1.671-1.686	大雪御鉢平カルデラDs-Oh
H29SGP-T1	5	0	0	50	13	8	1	0	2	2	219	0	300	H.M.: Opx>Cpx,Gho (BaHo)	1.495-1.501			同上

Bw: バブルウォールタイプ
 Pm: バミスタイプ
 O: 低発泡タイプ
 Light Mineral: 石英・長石(Fl・Qu)
 Opx: 斜方輝石 Cpx: 単斜輝石 Gho: 緑色普通角閃石 BaHo: 酸化角閃石 Ap: 燐灰石
 Opq: 不透明鉱物 Rock: 岩片・風化粒 V.Rock: 火山岩片

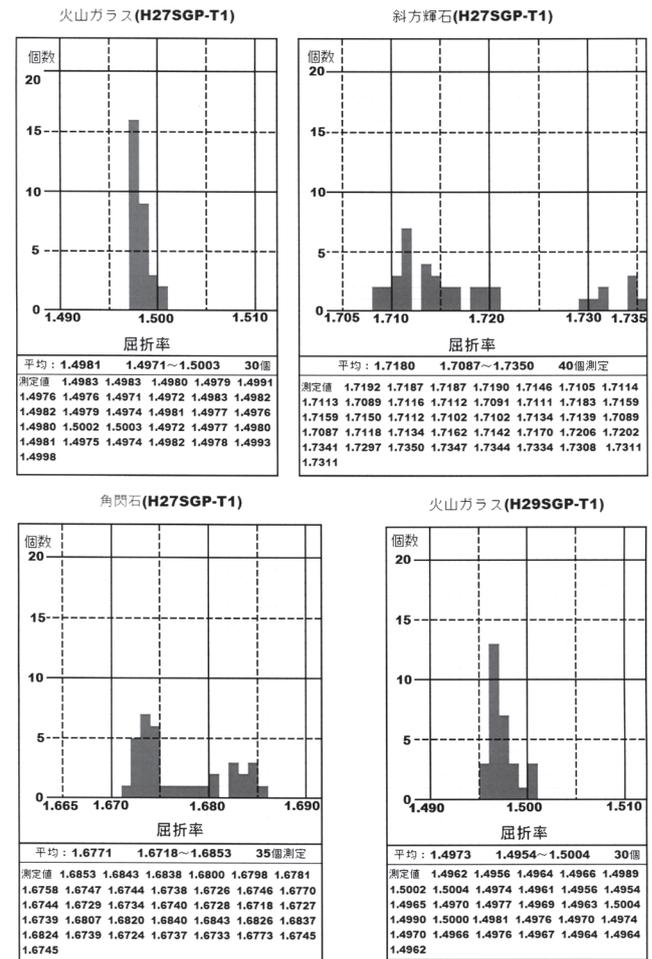
平起源火山灰への同定

第27図は火山灰分析の主成分分析を行った2点の火山灰試料 (H27SGP-T1 および H29SGP-T1) のハーカー図 (SiO₂ と他の酸化物 TiO₂・Al₂O₃・FeO・K₂O の関係図) である。これで明らかのように、H27SGP-T1 および H29SGP-T1 の分析結果は SiO₂ と他成分との関係においてほぼ重なっており、両者は同一の火山灰層であると推定される。

上記で説明した火山灰層は中位段丘堆積物最上部の風成層 (ローム) 中の降下火山灰であり、最終氷期後半の可能性を考えた。北海道中央部で最終氷期後半に降灰・分布する可能性のある火山灰としては約3万年前の大雪山御鉢平カルデラを生じた大規模噴火による降下火山灰が存在している。御鉢平カルデラに関する火山活動および噴出物の調査・研究については、和田ほか (2007)、佐藤・和田 (2015) および安田ほか (2015) などがある。このうち和田ほか (2007) は北海道東部別海町中春別露頭のN火山灰 (厚さ2~5 cm; 黄土色~小麦色; 粗粒で軽石破片・少量のスコリア破片を含み火山ガラスと多量の鉱物粒が含まれる) について、火山ガラスおよび磁鉄鉱の化学組成をEPMAで分析し、御鉢平カルデラ起源の広域火山灰の可能性があると、関連する大函降下軽石・大函火砕流・大岩火砕流の3つの噴出物の軽石試料の火山ガラスの化学組成も分析している。今回の試料のガラスの主成分分析結果を和田ほか (2007) の4つの主成分分析結果の平均値と比較すると、中春別N火山灰および大函火砕流の分析結果とほぼ類似し、同火砕流の下位の大函降下軽石の分析結果とはやや異なっている。青木・町田 (2006) はオホーツク地方の遠軽町白滝および湧別町で採取の大雪-御鉢平降下火山灰 (Ds-Oh) とされる火山灰層について火山ガラスの主成分分析結果についても今回の2つの火山灰の分析結果とほぼ類似した平均値が示されている。さらに、佐藤・和田 (2015) は「御鉢平カルデラ形成期の大雪地域の噴出物」ということで、大雪地域の5箇所火砕流 (一部、降下軽石) について火山ガラスの主成分分析を行っているが、そのうち大函の火砕流、中岳分岐の火砕流、天人峡の第1層火砕流の分析結果が然別湖北岸の H27SGP-T1 および

H29SGP-T1 の分析結果にほぼ類似していることが明らかである。以上の結果は第27図に付加するように表示している。

火山ガラスの屈折率測定結果については、H27SGP-T1 および H29SGP-T1 については1.495~1.501であるが (第24図)、中村ほか (1999) および中村・平川 (2000) の示す大雪地域の御鉢平カルデラに関連した降下火山灰および火砕流堆積物 (Loc.1~8) の大部分はほぼ1.494台~1.501台に値が集中している。しかし、Loc.1 (層雲峡大函) のうち、降下軽石層 pfa-2~4 のそれが1.501台以上 (1.505前後)、Loc.4 (層雲峡銀河の滝付近) の火砕流堆積物のそれは1.490台に集中し、明らかに異なっている。斜方輝石の屈折率は H27SGP-T1 の



第24図 試料H27SGP-T1 および H29SGP-T1 の火山ガラスなどの屈折率測定結果およびヒストグラム

第3表 火山ガラス主成分化学分析結果 (H27SGP-T1, H29SGP-T1). FeO*は全Fe量をFeOとして計算した値.

	H27SGP-T1(15点)		H29SGP-T1(15点)	
	平均値	標準偏差	平均値	標準偏差
SiO ₂	77.93	0.34	77.95	0.21
TiO ₂	0.12	0.08	0.11	0.07
Al ₂ O ₃	12.31	0.21	12.51	0.15
FeO	0.72	0.29	0.55	0.18
MnO	0.06	0.07	0.12	0.07
MgO	0.07	0.08	0.06	0.07
CaO	0.87	0.37	0.66	0.07
Na ₂ O	2.76	0.53	2.75	0.34
K ₂ O	5.16	1.00	5.28	0.36
Total	100.00		100.00	

場合、大半の値が1.708台～1.720台に集中し、1.730～1.735付近にも分布がある(第24図)。これに対して、大雪地域の大半のそれは1.705～1.710付近にあり、H27SGP-T1のような広がりには認められない。さらに、角閃石の屈折率はH27SGP-T1の場合、主に1.672台～1.674台であるが、1.680～1.684付近にも値のまとまりがある。大雪地域以外の遠隔地(白滝盆地)での降下火山灰であるSit1の火山ガラスの屈折率については1.501～1.502台、斜方輝石の屈折率のそれは1.705～1.707台で、角閃石のそれは1.671～1.677付近で、大雪地域の大部分と同じ傾向を示している。

火山ガラスの主成分分析の結果からは、中春別のN火山灰、白滝・湧別の降下火山灰および本報告地域の中段丘堆積物最上部の降下火山灰は、和田ほか(2007)、佐藤・和田(2015)が示すように、大函降下軽石および大岩火砕流ではなく大函火砕流に類似している。この点については、和田ほか(2007)は火砕流噴火に先行したプリニー式噴火による降下火山灰ではなく、その後生じた火砕流(大函火砕流)から二次的に風送堆積した可能性が高いとしており、このことに注目すべきであろう。然別湖北岸の今回の分析の粒子組成分析総計300粒子のうち73～81%が岩片であり、火山ガラス(軽石)粒はわずか5%以下と極めて低率なことが特徴であり、このことから通常の降下軽石とは言い難い。中村ほか(1999)は、遠軽町白滝盆地内のローカル名Sit1のDs-Ohが広く分布するとして、その特徴として淘汰が悪く、石質岩片を多量に含み雑色を呈するとしている。このように、白滝盆地のDs-Ohとされるものも、外観は然別湖北岸のものに類似している。しかし、然別湖北岸のH27SGP-T1およびH29SGP-T1については、斜方輝石・角閃石の屈折率に見られるように測定値の範囲の広がり

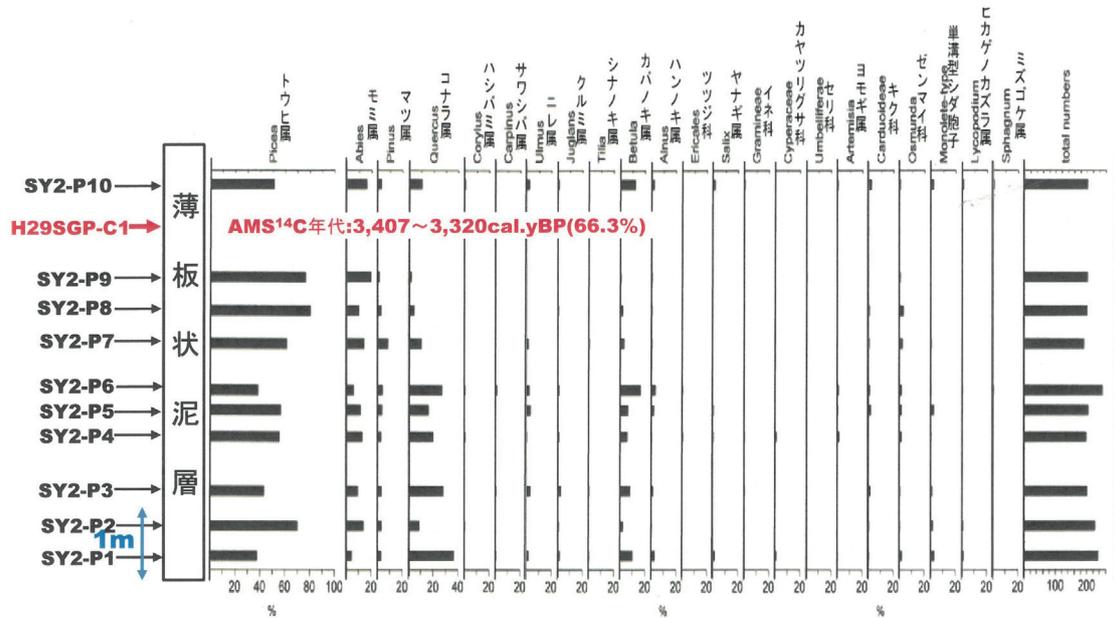
と多峰性というばらつきを示しており、御鉢平カルデラ起源以外のものも含まれている可能性が高いといえる。この点について二次的なものであり、Ds-Ohそのものでないとみなすこともできるが、次のように考える。然別湖北岸の2つの火山灰試料(H27SGP-T1・H29SGP-T1)採取箇所は800m程度離れており、二次的であれば2箇所所で偶然に同じような層準でかつ同じような産状になることは可能性として極めて低い。構成粒子に特に摩滅は認められない。よって、大雪地域以外の白滝盆地・湧別・中春別に分布が認められる降下火山灰Ds-Ohと同様に、御鉢平カルデラ起源の火砕流(大函火砕流)二次的に巻き上げら火山灰と火砕流内外の火山岩片など混在したものが風送されて降下したものであり、その火山灰の構成、特に火山岩片などの割合などは多様であり、然別湖北岸ではその割合が多かったであろう。

2. 大雪-御鉢平降下火山灰(Ds-Oh)の年代および御鉢平カルデラの形成年代

御鉢平カルデラ形成に関わる噴火活動および噴出物に

第4表 ヤンベツ川東岸大露頭(YB-8地点)の花粉分析結果一覧表

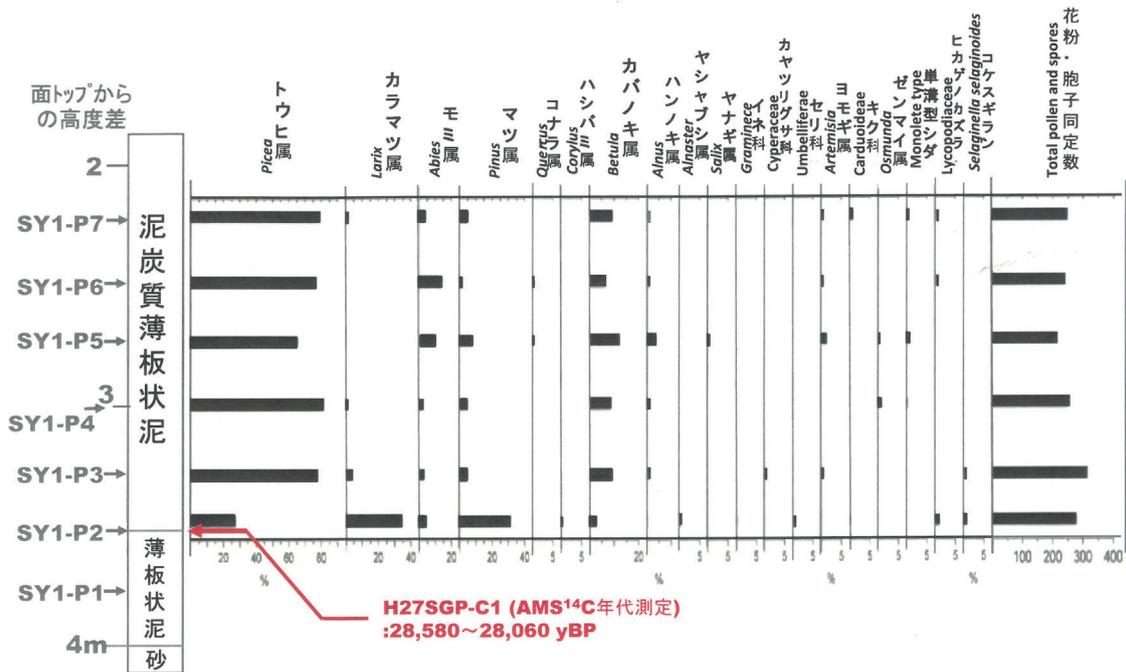
然別湖北岸ヤンベツ川東岸露頭												
試料番号	SY1-7		SY1-6		SY1-5		SY1-4		SY1-3		SY1-2	
木本類	個数	%	個数	%	個数	%	個数	%	個数	%	個数	%
<i>Picea</i> (トウヒ属)	189	79	178	76.4	138	65.7	203	81.5	240	77.9	74	27.3
<i>Abies</i> (モミ属)	9	3.8	33	14.2	20	9.5	6	2.4	9	2.9	10	3.7
<i>Pinus</i> (マツ属)	12	5	3	1.3	16	7.6	13	5.2	15	4.9	84	31
<i>Tsuga</i> (ツガ属)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Larix</i> (ライマツ)	4	1.7	0	0	0	0	3	1.2	12	3.9	93	34.3
<i>Cryptomeria</i> (スギ)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Quercus</i> (コナラ属)	0	0	1	0.4	1	0.5	0	0	0	0	0	0
<i>Betula</i> (カバノキ属)	22	9.2	15	6.4	26	12.4	22	8.8	28	9.1	7	2.6
<i>Alnus</i> (ハンノキ属)	3	1.3	3	1.3	8	3.8	2	0.8	4	1.3	1	0.4
<i>Alnaster</i> (ヤシャブシ属)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0.4
<i>Ulmus</i> (ニレ属)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Juglans</i> (クルミ属)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Tilia</i> (シナノキ属)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Acer</i> (カエデ属)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Araliaceae (ウコギ科)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Corylus</i> (ハシバミ属)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0.37
<i>Eunonymus</i> (ニシキギ属)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Fagus</i> (ブナ属)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Carpinus</i> (クマシデ属)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Phellodendron</i> (キハダ属)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ericaceae (ツツジ科)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Salix</i> (ヤナギ属)	0	0	0	0	1	0.5	0	0	0	0	0	0
<i>Myrica</i> (ヤマモモ属)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Ilex</i> (モチノキ属)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
木本類の合計	239	100	233	100	210	100	249	99.9	308	100	271	100
草本類												
Gramineae (イネ科)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0.4
Carduoideae (キク亜科)	2	0.8	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0.4
<i>Artemisia</i> (ヨモギ属)	1	0.4	1	0.4	3	1.4	0	0	2	0.6	0	0
<i>Persicaria</i> (分属)	0	0	1	0.4	0	0	0	0	0	0	0	0
Cyperaceae (カヤブグサ科)	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0.3	0	0
Umbelliferae (セリ科)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0.4
Lycopodiaceae (ヒカゲカスラ科)	1	0.4	1	0.4	0	0	0	0	0	0	3	1.1
Monocole type (単溝型シダ)	1	0.4	0	0	2	0.9	1	0.4	0	0	2	0.7
Osmundaceae (ゼンマイ科)	0	0	0	0	1	0.5	2	0.8	0	0	0	0
<i>Selaginella selaginoides</i> (コケスミレ)	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0.3	2	0.7
木本類と草本類の合計	244	2	236	1.2	216	2.8	252	1.2	312	1.2	282	3.7



第 25 図 ヤンベツ川東岸大露頭 (YB-8 地点) の花粉分析チャート

第 5 表 然別湖北岸キャンプ場西側河崖露頭 (YB-2 地点) の花粉分析結果一覧表

然別湖北岸キャンプ場西側河崖露頭																				
試料番号	SY2-10		SY2-9		SY2-8		SY2-7		SY2-6		SY2-5		SY2-4		SY2-3		SY2-2		SY2-1	
木本類	個数	%	個数	%	個数	%	個数	%	個数	%	個数	%	個数	%	個数	%	個数	%	個数	%
<i>Picea</i> (トウヒ属)	96	51.1	153	76.5	155	80.3	113	61.1	91	38.4	108	56.5	104	55.3	84	43.3	153	70.2	82	37.8
<i>Abies</i> (モミ属)	30	16	39	19.5	19	9.8	26	14.1	14	5.9	22	11.5	24	12.8	18	9.3	30	13.8	9	4.1
<i>Pinus</i> (マツ属)	5	2.7	2	1	5	2.6	15	8.1	9	3.8	7	3.7	5	2.7	6	3.1	7	3.2	6	2.8
<i>Quercus</i> (コナラ属)	20	10.6	4	2	8	4.1	19	10.3	64	27	31	16.2	37	19.7	54	27.8	19	8.7	79	36.4
<i>Betula</i> (カバノキ属)	23	12.2	1	0.5	4	2.1	6	3.2	39	16.5	12	6.3	11	5.9	16	8.2	5	2.3	22	10.1
<i>Alnus</i> (ハンノキ属)	4	2.1	1	0.5	1	0.5	1	0.5	8	3.4	4	2.1	1	0.5	3	1.5	1	0.5	6	2.8
<i>Ulmus</i> (ニレ属)	4	2.1	0	0	0	0	3	1.6	5	2.1	6	3.1	1	0.5	6	3.1	0	0	4	1.8
<i>Juglans</i> (クルミ属)	2	1.1	0	0	1	0.5	0	0	3	1.3	0	0	2	1.1	5	2.6	2	0.9	4	1.8
<i>Tilia</i> (シナノキ属)	0	0	0	0	0	0	1	0.5	0	0	0	0	0	0	1	0.5	0	0	1	0.5
<i>Corylus</i> (ハシバミ属)	1	0.5	0	0	0	0	0	0	1	0.4	0	0	1	0.5	0	0	1	0.5	0	0
<i>Carpinus</i> (クマシデ属)	0	0	0	0	0	0	0	0	3	1.3	0	0	0	0	1	0.5	0	0	1	0.5
Ericaceae (ツツジ科)	0	0	0	0	0	0	1	0.5	0	0	0	0	1	0.5	0	0	0	0	0	0
<i>Salix</i> (ヤナギ属)	3	1.6	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0.5	1	0.5	0	0	0	0	3	1.4
木本類の合計	188	100	200	100	193	99.9	185	99.9	237	100	191	99.9	188	100	194	99.9	218	100	217	100
草本類																				
Gramineae (イネ科)	1	0.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0.5	1	0.5	0	0	0	0
Carduoideae (キク亜科)	4	2	0	0	1	0.5	2	1	1	0.4	4	2	0	0	3	1.5	1	0.4	1	0.4
<i>Artemisia</i> (ヨモギ属)	1	0.5	0	0	0	0	0	0	2	0.8	1	0.5	3	1.5	0	0	0	0	1	0.4
Cyperaceae (カヤツリグサ科)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	1	0	0	0	0	2	0.8
Umbelliferae (セリ科)	0	0	1	0.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Thalictrum</i> (カラマツ科属)	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0.4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Lycopodium serrata</i> (トウケンハ)	2	1	0	0	0	0	1	0.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Lycopodiaceae (ヒカゲカスラ科)	2	1	0	0	0	0	0	0	1	0.4	0	0	0	0	0	0	2	0.9	3	1.3
Monolete type (単溝型シダ)	4	2	0	0	0	0	1	0.5	3	1.2	5	2.5	1	0.5	2	1	4	1.8	7	2.9
Osmundaceae (ゼンマイ科)	1	0.5	1	0.5	6	3	4	2.1	3	1.2	3	1.5	3	1.5	1	0.5	1	0.4	5	2.1
<i>Sphagnum</i> (ミスゴケ)	1	0.5	0	0	0	0	0	0	1	0.4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
木本類と草本類の合計	204	8	202	1	200	3.5	193	4.1	249	4.8	204	6.5	198	5	201	3.5	226	3.5	236	7.9



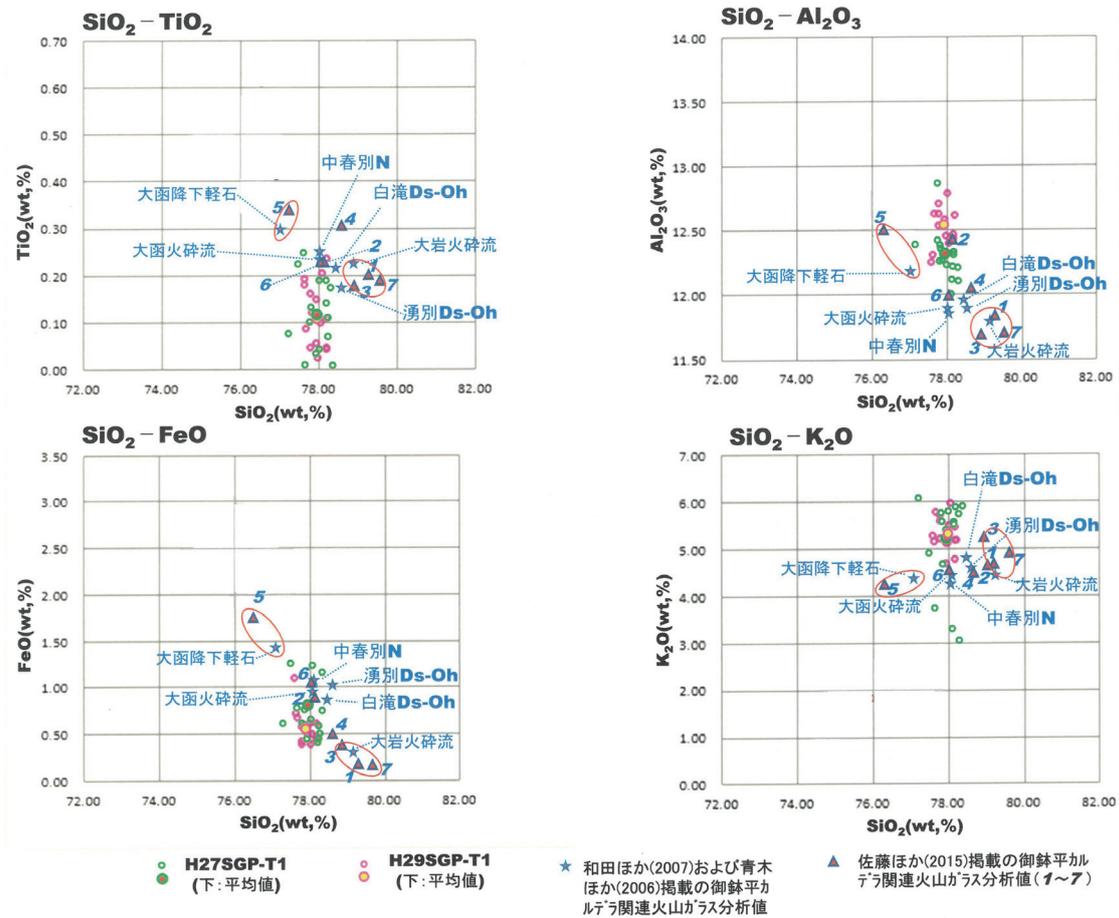
第 26 図 キャンプ場西側河崖露頭 (YB-2 地点) の花粉分析チャート

については、1でも述べたように佐藤ほか (2005), 和田ほか (2007), 佐藤・和田 (2012, 2015) および安田ほか (2015) などで明らかにされている。その活動年代については、古くは勝井ほか (1979) は層雲峡付近の同カルデラ形成時の火砕流堆積物に含まれる炭化木片の ^{14}C 年代測定値から約 3 万年前と推定した。近年になり、中村・平川 (2000) は層雲峡大函付近で同カルデラ形成の一連の噴出物の直下の泥炭 (厚さ 2m + の泥質層最上部) について AMS ^{14}C 年代測定を行い、 $30,070 \pm 340$ y BP (13C 補正、 δ 13C 値: -23.9%) 値を得ている。この AMS 法に基づいた ^{14}C 年代測定結果からも、御鉢平カルデラの形成時期は約 3 万年前と推定されている (中村・平川, 2000; 和田ほか, 2007; 佐藤・和田, 2012)。

ところで、4で後述するように、河内ほか (2000) は御鉢平カルデラについてはカルデラ形成後、湖水状態となり湖沼堆積物が堆積したことを明らかにしている。その堆積物は全層厚が 80 ~ 90 m 以上に達し、最上部 20 m あまりの部分について花粉分析を行った結果、下位より 4 花粉帯 (OH- I ~ IV) に区分でき、そのうち II 帯は針葉樹をほとんど含まないが、そのことは針葉樹花粉をもたらす森林帯が 1,500 m も下降したため御鉢平カルデラ地域が針葉樹のない低木広葉樹と高山植物などの植生に変化したためとされ、最も寒冷な気候に支配されたと考えている。この II 帯が最終氷期の最寒冷期 (MIS2: 2 ~ 1.8 万年頃) とみなすと、御鉢平カルデラの火山活動すなわちカルデラ形成年代は前述の中村・平川 (2000)

の AMS ^{14}C 年代 (約 3 万年前) から 2 万年前頃の間となる。カルデラ形成後、最寒冷期までの間に 60 ~ 70m 程度以上の堆積物の厚さがあり、一定期間が経過していると思われる。

然別湖北岸では、大雪-御鉢平降下火山灰 (Ds-Oh) に対比できた試料 H27SGP-T1 の 2.5 m 下位の湖沼成堆積物最下部の泥質泥炭試料の AMS ^{14}C 年代が暦年で BC 26,630 ~ 26,110 y.(28,580 ~ 28,060 y.BP) と測定された。この結果は H27SGP-T1 が約 3 万年前の Ds-Oh とすると、年代の逆転が存在することになる。この逆転は、Ds-Oh の年代、すなわち御鉢平カルデラの形成年代を 3 万年より新しいと考えれば解消される。中村・平川 (2000) の層雲峡大函付近での年代測定は御鉢平カルデラ形成の一連の火山噴出物の下位で、火山灰噴出物が重なる前の表土 (泥炭薄層) を対象としており、噴出物が重なるまでの間には一定の時間間隙があるもと考えられ、3 万年前より若いと考えられる。然別湖北岸での年代設定からは Ds-Oh は下位 2.5m の年代 2.85 万年前より若く、その間 2.5m の堆積経過期間を数 1,000 年程度と見積もるならば、最寒冷期 (MIS2: 2 ~ 1.8 万年頃) 前で、2.5 万年頃が推定できるであろう。しかし、これはあくまでも推定であり、御鉢平カルデラに関する火山噴出物の年代すなわち、カルデラ形成の年代を改めて正確に知る必要が浮上している。なお、佐藤・和田 (2012) によれば、御鉢平カルデラの形成期においては珪長質マグマ溜まりの進化過程に対応してプリニー式噴火による降下軽石と岩石学的に異なる 2 種類の火砕流堆積物が流出し、これ



第 27 図 火山ガラス主成分分析 (EDX) ハーカー図. SiO_2 と TiO_2 , Al_2O_3 , FeO^* , K_2O の関係表示. 大雪御鉢平カルデラ噴出物の火山ガラスに関する既存文献の主成分分析結果も表示. 佐藤ほか(2015)の1~7の採取地などは以下のとおりである. FeO^* は全 Fe 量を FeO として計算した値. 1: 天人峡大岩 (火砕流軽石), 2: 層雲峡大函 (火砕流軽石), 3: 上川町菊水 (火砕流軽石), 4: 御鉢平カルデラ北側中岳岐 (火砕流軽石), 5: 大函 (降下軽石), 6: 天人峡 (火砕流第一層軽石), 7: 天人峡 (火砕流第二層軽石).

らの火砕流の流出時期には数 100 年から数 1,000 年の休止期間があるとしている. これ従えば, 火山活動が静穏化したカルデラ湖の状態になるまでには, さらに紆余曲折があったことになる.

3. 花粉・孢子化石から復元された然別湖地域における最終氷期以降の気候と植生の変動

i) 試料採取地点付近の現植生

試料採取地点付近の現植生は, 本地点に近い白樺峠 (標高 1,000 m; 東・西ヌプカウシヌプリ間の峠) の植生調査によって明らかにされている (斉藤・川辺, 1989). 植生は亜高山帯針葉樹林で, 林冠層はトウヒ属 (アカエゾマツ) とカバノキ属 (ダケカンバ) から構成されており, 下部層としてモミ属 (トドマツ), ツツジ科 (コヨウラクツツジ), ナナカマド, イチイ, シウリザクラが記録されている. すなわち, 針広混交林となっている.

ii) ヤンベツ川東岸大露頭の花粉から推定される最終氷期後期の植生と気候

ヤンベツ川東岸大露頭 (YB-8 地点) の最下位 SY1-P2

(H27SGP-C1) 試料は, その AMS¹⁴C 年代が 28,475 ~ 28,120 cal.yBP と測定され, これは最終氷期後半 MIS3 の後半である. 花粉組成は最下位の試料 SY1-P2 がカラマツ属 (グイマツ) を 30% 以上含み, マツ属 (ハイマツ) とトウヒ属 (アカエゾマツ・エゾマツ), カバノキ属 (ダケカンバ) からなるが, 他の広葉樹や草本類, シダ類は極めて低率である. 冷温帯広葉樹を殆ど含まないこと, さらに雪田植生を代表するコケスギランを低率ながら含むことが特徴的である. 北海道のカラマツ属は, これまでに発見されている大型遺体からグイマツと鑑定されている (Yano, 1969). グイマツの現在の分布南限はサハリン南部であり, 日本列島には分布しない. コケスギランは乾燥する高山の気候の中で, 春から初夏に冬季堆積した積雪の融水に涵養されて成立する雪田草原性のシダであり, 現在は北海道, 東北地域の標高 1,500 m 以上の山地に分布する (Heusser and Igarashi, 1994). SY1-P2 と同じ花粉組成は現在の日本列島には見られず, サハリン北部シュミット半島の花粉組成 (五十嵐ほか,

2012) と一致する。

上位の試料 SY1-P3 ~ P7 はエゾマツあるいはアカエゾマツを主とし、トドマツ、ダケカンバを交えた針葉樹林が発達したと推定される。SY1-P2 堆積時代の気候は寒冷であり、その後 SY1-P3 ~ P7 堆積期に向けてトドマツが増え、極めて僅かだが冷温帯広葉樹のコナラ属(ミズナラ)が混じり始めたことから、気候がやや緩和したと推定されるが、これらの部分も MIS3 に含まれると思われる。続いて訪れる MIS2 (最寒冷期を含む)の本地域についてはデータがないので不明である。しかし、道北剣淵盆地の標高 135 m に堆積する泥炭から得られた最寒冷期の植生はグイマツ、ハイマツ、ダケカンバを主とする森林である (五十嵐ほか, 1993)。ここから推定される本地域の最寒冷期の植生は、樹木の生えない高山草原で、コケスギランをはじめ現在の大雪山の高根が原に見られるような草原であったと推定される。

iii) 然別湖北岸キャンプ場西側河崖露頭

現在の周辺の植生(森林状況)と比較しながら、花粉組成を検討する。下位から上位へ向けて、エゾマツあるいはアカエゾマツ、トドマツとミズナラの針広混交林からエゾマツ或いはアカエゾマツ林へと変化し、気候は温暖気候から冷涼気候へと移行したことが伺える。SY2-P9 と P10 間の AMS¹⁴C 年代 (3,407 ~ 3,320 cal.yBP) と湖成層という連続的な堆積物であることから見て、花粉分析試料の区間は全体として完新世後半の温暖期から冷涼な時期への移行期の堆積物であると見なされる。おそらく、完新世の最温暖期頃 (5,000 ~ 7,000 年前頃) ~ 3,000 年前頃までの数 1,000 年間のものであろう。

4. 高原湖としての然別湖と御鉢平カルデラ湖の変遷史の比較

現然別湖は新期然別火山群(西ヌブカウシヌプリ・東ヌブカウシヌプリ・白雲山・天望山)の形成により、十勝平野へ流れ込んでいた川が堰き止められて生じたものである。平野北西部の瓜幕台地では河川系や等高線の特徴から全体として現然別湖の南側を基点とし扇状地状の形態を認めることができる。さらに、天望山南東側を流れるウオップ川-オビチャ川の谷は川の規模に比較して広い谷幅を有しており、堰き止め以前の川(古ヤンベツ川)がこれらの水系につながり、扇状地を形成していたと思われる。

堰き止めの時期についてはヤンベツ川東岸大露頭(YB-8 地点)における AMS¹⁴C 年代測定から、少なくとも 3 万年前以前であることは確実である。新期然別火山群起源の降下火山灰(然別降下軽石層 1: Sipfa-1 および然別降下軽石層 1: Sipfa-1)から、さらに堰き止め時期

の制約が可能である。十勝団体研究会(1972)によれば、上士幌市街周辺で 4.6 万年前頃降灰とされる支笏降下軽石 Spfa-1 (産総研地質調査総合センター, 2022)の上位に 1 層(Sipfa-1)、下位に 1 層(Sipfa-2)の降下火山灰層が確認されている。当該露頭では Spfa-1 ~ Sipfa-2 間には厚さ 1 m あまりのローム層がはさまれており、部分的にインボルションを伴っている。このローム層の経過時間は確かではないが、数 1,000 年程度の経過時間が考えられる。新期然別火山群の形成中に噴出した可能性が高いことから、新期火山群の形成開始は 5 万年前にさかのぼることができるであろう。堰き止めが新期火山群の形成開始後どの時点で始まったかについては、詳しい調査が行われていないので、具体的に言及はできないが、以上の年代値から 4 ~ 5 万年前であると推定した。この年代を適用すれば然別湖は誕生してから現在までほぼ 4 ~ 5 万年間持続していることになる。恐らく、現在の湖域主部においては、この間、中断なく堆積が続いたものと思われる。

然別湖北岸で発見された降下火山灰の噴出源である御鉢平カルデラについては、河内ほか(1988)の電気探査も併用した地質調査により湖沼堆積物の存在が認められ、カルデラ形成後にカルデラ湖が一時的に生じたことが明らかになった。それらによれば、カルデラ内にはカルデラ(凹地)底からの比高 20 ~ 30 m の比較的平坦な段丘状地形が発達し、その断面にはシルト~粘土を主体とする薄板状泥層が存在する。さらに、電気探査結果からはカルデラ(凹地)底から 60 m 以深まで泥質層の存在が確認できることから、段丘断面(比高)の層厚と合わせると、湖成層の全層厚が 80 ~ 90 m 以上に達するとしている。カルデラ堆積物(湖成層)について、その最上部 20m あまりの部分(段丘断面が該当)について花粉分析を行った結果、下位より 4 花粉帯(OH-I ~ IV)に区分でき、全体として高山帯の特徴を示し、現在より寒冷である。針葉樹(トウヒ属、モミ属、マツ属、カラマツ属など)とカバノキ属、ハンノキ属を主体とした落葉広葉樹がともなうが、特に II 帯は針葉樹をほとんど含まない。II 帯については、針葉樹花粉をもたらす森林帯が 1,500 m も下降したため御鉢平カルデラ地域が針葉樹のない低木広葉樹と高山植物などの植生に変化したような状態で、最も寒冷な気候に支配されたと考えられた。御鉢平カルデラの始まりが考察 2 で述べたように、2.5 万年前頃だとすれば、II 帯は最終氷期の最寒冷期の 2 ~ 1.8 万年頃に該当するであろう。現在、御鉢平カルデラは東側で開削され湖水状態は消失しているが、上記の調査結果から完新世の始まり(1 万年前)までにはカ

ルデラ湖は消失していたであろうと推察される。

以上のことから、北海道中央部において、鍵層、降下火山灰Ds-Ohを介して高原湖としての結びつきのある御鉢平カルデラ湖と然別湖であるが、比較すると、前者はカルデラ底レベルで標高1,900 m程度であるのに対して、後者は湖面レベルで800mあまり、前者は1,000 m以上より高いところに存在している。同じ火山性の高原湖といっても前者は火山爆発で直接的に生じたカルデラ湖、後者は火山の噴出による河谷の堰き止め、すなわち二次的作用により生じた湖（堰止湖）である。第28図に示すように、湖としての継続時間は後者が最終氷期中頃に形成後4～5万年を経過し、現在もなお湖水状態を継続するのに対して、前者は最終氷期最寒冷期頃のほぼ1.5万年間しか持続しなかったことになる。今までのところ花粉分析などによる環境変動の解明という点では然別湖では最終氷期中頃（MIS3後半）および完新世（MIS1）の後半の一期間をカバーしており、御鉢平カルデラにおいては然別湖で欠いている最終氷期最寒冷期（MIS2）をカバーするという関係になっている。然別湖では、湖底ボーリングなどが可能となれば、湖のはじまりから現在までの4～5万年間の全期間（最終氷期最寒冷期を含む）の解明も可能となるであろう。

5. ヤンベツ層の実態および然別湖の湖水変動

今まで述べたようにヤンベツ川下流域でヤンベツ層と呼ばれた地層は、基本的には然別湖湖岸～ヤンベツ川流域の湖岸～河岸段丘堆積物であり、大きく中位段丘堆積物（段丘面の比高は現河床から20～25 m）および低位段丘堆積物（同じく4～5 m程度）に分けられることが明らかになった。しかし、それらは然別湖主部で過去4～5万年間に中断なく堆積してきた湖成層全体の一部を示すものである（第28図）。この湖成層の全体像は未だ解明できないが、中位段丘堆積物の最上部は湖水影響域から離水して湖岸陸域への移行状態を示している。もしこの移行期以降、顕著な地殻変動がないという前提に立てば、この移行期（2.5万年前～2.85万年前間）には湖水面は、ヤンベツ川東岸大露頭（YB-8地点）の中位段丘堆積物での湖沼成部分の上面が該当し、その標高（825 m程度）は今の湖水面（標高804 m付近）より約20 m高いということになる。一方、低位段丘堆積物については、キャンプ場西方河崖露頭（YB-2地点）で、同様に湖水影響域から離水して陸域への移行期は3,000年前頃であり、湖沼成部分の上面の標高が809m程度で、今の湖水面より約5m高いということになる。その後、さらに低下して現在の湖水面（標高804 m）に至っている。このような湖水変動（湖面低下）が何故生じたかについ

ては、湖口での堰き止め堤部分が問題となるが、今のところそのことを解明するような調査は行っておらず、これ以上は論及できない。

まとめ

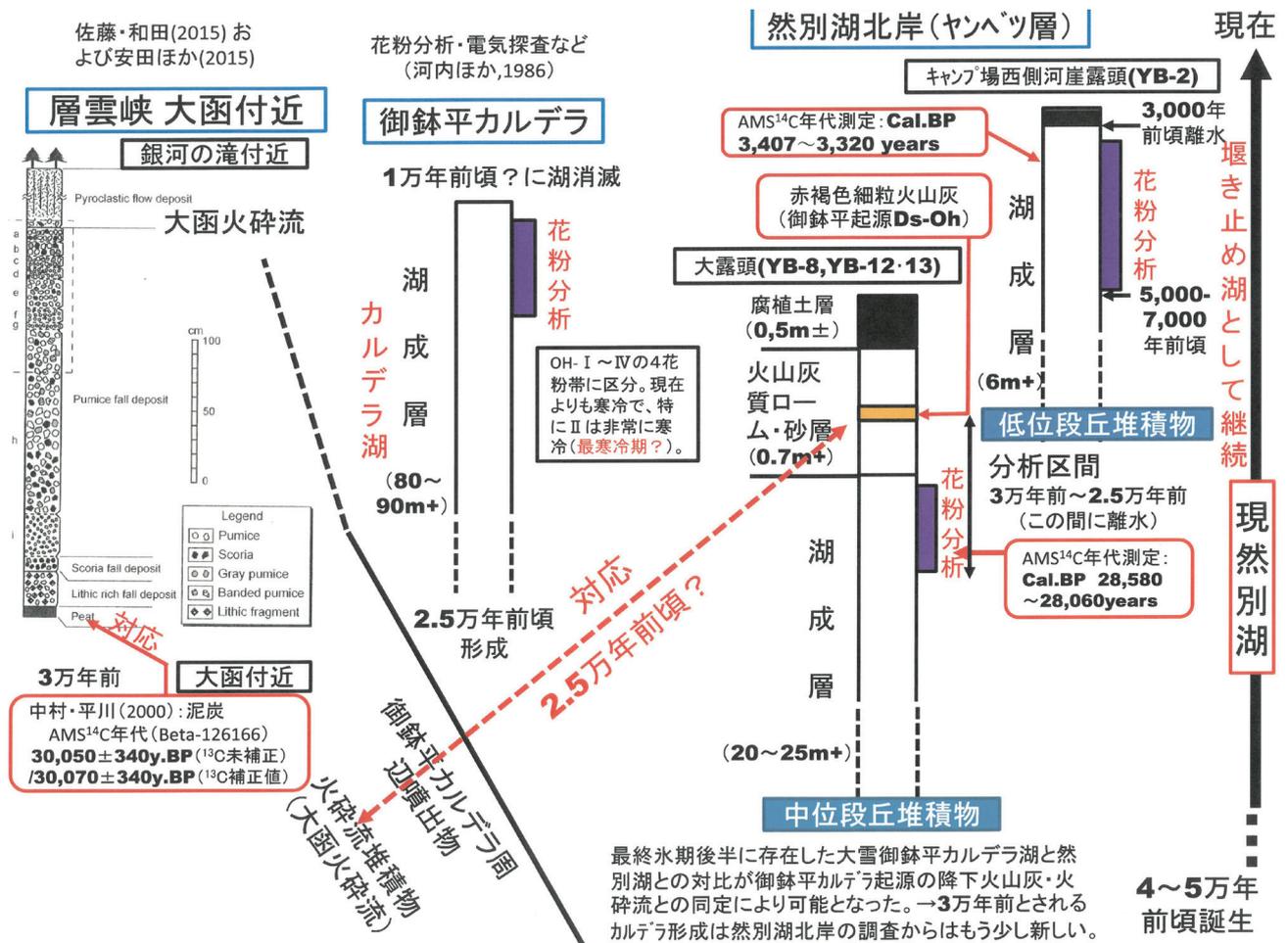
①十勝地方北部の然別火山群内に存在する然別湖は、同新期火山群（西ヌプカウシヌプリ・東ヌプカウシヌプリ・白雲山・天望山）の形成により生じた堰止湖であり、湖主部を中心に過去4～5万年間の連続的な湖沼堆積物が形成されていると推察される。

②5万分の1地質図幅「然別湖」にはヤンベツ層と呼ばれる湖沼性堆積物の存在が示され、旧期然別火山噴出物（北ペトウトル山火山岩類）より下位で、更新世（恐らく前期更新世）のものとして示されていたが、然別湖北岸のヤンベツ川下流域のヤンベツ層については、現地調査と地質分析をおこなった結果、現然別湖の湖面変動の影響を受けた地層であり、河川沿いの地形面分布と合わせてとらえると、段丘堆積物としてとらえられることが明らかになった。

③ヤンベツ川下流域では現河床からの比高20～25mと同5m程度の2面の段丘面が主に認められる。前者は中位段丘面として扱い、その堆積物は中位段丘堆積物（Tm）とする。後者は低位段丘面として扱うが、前者よりは分布が広く、その堆積物は低位段丘堆積物（Tl）として扱う。

④中位段丘堆積物（Tm）はヤンベツ川東岸大露頭（YB-8地点）および山田温泉東側大露頭（YB-13, 14地点）で詳細な観察が可能である。前者では全層厚は19 m+であり、最上部（4 m）と主部（15 m+）に区分でき、最上部は上位より腐植土～ローム質層、火山灰質シルト～粘土層および薄板状泥炭質泥層の層序が区分できる。腐植土～ローム質層中に特徴的な降下火山灰層が挟まれ、火山灰分析試料（H27SGP-T1）を採取した。薄板状泥炭質泥層からは12試料を採取し、そのうち7試料を花粉分析用（SY1-P1～7）に、1試料をAMS¹⁴C年代測定試料用（H27SGP-C1）に供した。主部は砂～砂礫を主体としその堆積相の特徴からと上半部は三角州の頂置層、下半部は前置層と見なされる。後者においてもほぼ同様な層序が認められ、最上部層には含まれる降下火山灰層から火山灰分析試料（H29SGP-T1）を採取した。

⑤低位段丘堆積物（Tl）は然別湖北岸キャンプ場西側川崖（YB-2地点）で詳細な観察が可能である。層厚6.5 m+で薄板状泥相主体であり、17試料を採取し、そのうち10試料を花粉分析用（SY2-P1～10）に、トップより1.7m下位の1試料をAMS¹⁴C年代測定試料用（H29SGP-C1）に供した。



第 28 図 然別湖の変遷について御鉢平カルデラ変遷との比較検討から考える (北海道中央部の高原湖の推移)。層雲峡大函の柱状図は佐藤・和田 (2015) より引用。

- ⑥中位段丘堆積物の最上部に挟まれる降下火山灰層は火山灰分析の結果、大雪-御鉢平降下火山灰 (Ds-Oh) に同定でき、カルデラ形成火砕流である大函火砕流に対比が可能である。Ds-Oh は同火砕流が巻き上げられ風送・堆積したものと考えられている。
- ⑦中位段丘堆積物最上部については、表層の腐植土層を除くと、AMS¹⁴C 年代測定・花粉分析・火山灰分析の結果、3 万年前～2.5 万年前頃の最終氷期後期 (MIS3 後半) の堆積物であることが明らかとなった。さらに、湖岸キャンプ場付近の低位段丘堆積物については、表層の腐植土層を除くと、AMS¹⁴C 年代測定および花粉分析から、完新世の最温暖期頃 (5,000～7,000 年前頃)～3,000 年前頃までの数 1,000 年間の堆積物であるといえる。
- ⑧御鉢平カルデラの形成年代は約 3 万年前とされてきたが、然別湖北岸ではカルデラ形成の火砕流に起源を有する Ds-Oh の年代は、2.5m 下位の泥質泥炭試料の AMS¹⁴C 年代が暦年で 2.85 万年前頃と測定されことから、再検討が必要となった。御鉢平カルデラの東側の層雲峡大函付近での年代測定は御鉢平カルデラ形成の一連

- の火山噴出物の下位で、火山灰噴出物が重なる前の表土 (泥炭薄層) を対象としており、噴出物が重なるまでの間には一定の時間間隙があるとも考えられ、3 万年前より若いと考えられる。然別湖北岸での年代設定からは Ds-Oh は下位 2.5m の年代 2.85 万年前より若く、その間 2.5m の堆積経過期間を数 1,000 年程度と見積もるならば、最寒冷期 (MIS2: 2～1.8 万年頃) 前で、2.5 万年頃が推定できるであろう。
- ⑨然別新期火山群による堰き止めにより然別湖が形成されたと考えられるが、その形成時期はヤンベツ川東岸大露頭 (YB-8 地点) における AMS¹⁴C 年代測定から、少なくとも 3 万年前以前であることは確実であるが、さらに、上士幌市街周辺で 4.6 万年前降灰とされる支笏降下軽石 (Spfa-1) の下位にある然別降下軽石層 2 (Sipfa-2) の存在、両テフラ間のローム層の経過時間などを考慮すると、4～5 万年前頃と判断される。
- ⑩現然別湖では堰き止め開始後、その主部では過去 4～5 万年間に中断なく堆積が続いたと思われる。ヤンベツ層とされてきた中位段丘堆積物や低位段丘堆積物は、そ

のような湖成層全体の一部を示すものである。中位段丘堆積物の最上部は湖水影響域から離水して湖岸陸域への移行状態を示しており、この移行期（2.5万年前－2.85万年前間）には湖水面は、ヤンベツ川東岸大露頭（YB-8地点）の中位段丘堆積物での湖沼成部分の上面の標高（825 m程度）が該当し、今の湖水面（標高804m付近）より約20 m高かった。一方、低位段丘堆積物については、キャンプ場西方河崖露頭（YB-2地点）で、同様に湖水影響域から離水して陸域への移行期は3,000年前頃であり、この湖沼成部分の上面の標高が809m程度で、その頃は今の湖水面より約5m高かった。その後、さらに低下して現在の湖水面（標高804 m）に至っている。

ヤンベツ層のうちシイシカリベツ川沿いの菅野温泉付近のものについては、 0.31 ± 0.02 MaのK-Ar年代のある北ペトル火山岩類の下位に位置付けられるが、著者らの調査では火山性の陥没構造の特徴を示している。この陥没構造は現然別湖形成以前のカルデラ湖の可能性があり、これについては、別の機会に報告を行いたい。なお、査読者の岡村 聡氏には、Ds-Ohに同定した報告地域の降下火山灰について二次的なもので、問題があるとの指摘をいただいた。それに対する見解は本文中（考察）に示したが、不十分な点については、今後、該当露頭の再吟味や白滝盆地など大雪地域以外のDs-Ohの調査などで補強して行きたい。

引用文献

- 青木かおり・町田 洋, 2006, 日本に分布する第四紀広域テフラの主元素組成－ K_2O-TiO_2 図によるテフラの識別. 地質調査研究報告, 57, 239-258.
- Heusser C. J. and Igarashi, Y., 1994, Quaternary migration pattern of *Selaginella selaginoides* in the North Pacific. *Arctic Alpine Res.* 26, 187-192.
- 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. 地質雑, 105, 247-265.
- 古澤 明, 1995, 火山ガラスの屈折率測定・形態分類とその統計的な解析. 地質雑, 101, 123-133.
- 古澤 明, 2003, 洞爺火山灰降下以降の岩手火山のテフラの識別. 地質雑, 109, 1-19.
- 古澤 明・大木公彦・宮脇理一郎, 2018, 火山ガラスの主成分および微量元素組成による鹿児島市永田川河口部で掘削されたボーリングコアに挟まれる火砕流堆積物の識別. 地質雑, 124, 435 - 447.
- 五十嵐八枝子・成瀬敏郎・矢田貝真一・檀原 徹, 2012, 北部北海道の剣淵盆地におけるMIS7以降の植生と気候の変遷史—特にMIS6/5eとMIS2/1について. 第四紀研究, 51, 175-191.
- 石井英一・中川光弘・齋藤 宏・山本明彦, 2008, 北海道中央部、更新世の十勝三股カルデラの提唱と関連火砕流堆積物：大規模火砕流堆積物と給源カルデラの対比例として. 地質雑, 114, 348 - 365.
- 勝井義雄・横山 泉・伊藤太一, 1979, 旭岳 火山地質・活動の現況および防災対策. 北海道における火山に関する研究報告書, 7, 北海道防災会議, 42p.
- 河内晋平・疋田貞良・五十嵐八枝子・目次英哉・西川純一・野地正保・高橋伸幸・M. L. Calvache V.・保田信紀, 1988, 大雪火山御鉢平湖成層の電気探査と花粉分析. 第四紀研究, 27, 165-175.
- 中村有吾・平川一臣, 2000, 大雪御鉢平テフラの岩石学的特徴. 火山, 45, 281-288.
- 中村有吾・平川一臣・長沼 孝, 1999, 北海道白滝遺跡と周辺地域のテフラ. 地学雑誌, 108, 616-628.
- 岡 孝雄・大西 潤, 2016, 然別湖北岸ヤンベツ川沿いの段丘堆積物の泥炭の ^{14}C 年代と上位ローム中に検出された御鉢平起源の降下火山灰について. 日本地質学会北海道支部平成29年度例会講演要旨, 2P.
- 産総研地質調査総合センター, 2022, 大規模噴火データベース, 支笏カルデラ.
- 佐藤鋭一・和田恵治, 2012, 大雪火山群, 御鉢平カルデラ形成期における珪長質マグマ溜まりの進化過程. 火山, 57, 177-197.
- 佐藤鋭一・和田恵治, 2015, 大雪火山, 御鉢平カルデラ形成期の噴出物と噴火活動. 火山, 60, 159-166.
- 佐藤鋭一・和田恵治・中川光弘, 2007, 大雪山, 御鉢平カルデラおよび旭岳の岩石記載と岩石の化学組成. 北海道教育大学大雪山自然教育研究施設研究報告, 39, 1-16.
- 斉藤新一郎・川辺百樹, 1989, 東ヌプカウシヌプリ山の森林植生(1), アカエゾマツ・ダケカンバ林分の1例. 上土幌町ひがし大雪博物館研究報告, 11, 35-41.
- Takahashi, K., Soeda, Y., Izuhō, M., Aoki, K., Yamada, G., and Akamatsu, M., 2004, A new specimen of *Palaeoloxodon naumanni* from Hokkaido and its significance. *Quat. Res.*, 43, 169-180.
- 十勝団体研究会編, 1978, 十勝平野の後期洪積世の降下軽石堆積物について. 第四紀研究, 11, 219-227.
- 和田恵治・石崎直人・佐藤鋭一, 2007, 根釧台地, 別海町中春別露頭で同定された大雪山・御鉢平カルデラ起

- 源の広域火山灰. 北海道教育大学大雪山自然教育研究施設研究報告, 41, 55-65.
- 渡辺 寧, 1986, 北海道日高然別地域の新生代構造運動. 地球科学, 40, 364-372.
- 八幡正弘, 1997, 東北北海道鉢床区における新第三紀の紋別—上土幌地溝帯. 地下資源調査所報告, 68, 43-56.
- 山岸宏光・安藤重幸, 1982, 5万分の1地質図幅「然別湖」および同説明書. 北海道立地下資源調査所. 26P.
- Yano, M., 1969, On the Remains of *Larix gmelni* from the Quaternary Deposits in the Ishikari Plain, Hokkaido. *The Quaternary Research*, 8, 44-49.
- 安田裕紀・佐藤鋭一・和田恵治・鈴木桂子, 2015, 大雪山御鉢平カルデラ起源の2種類の火砕流堆積物の噴出間隙: 古地磁気方位に基づく推定. 火山, 60, 447-459.
- Reimer, P. J, Bard. E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hafliðason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T. J., Hoffmann, D. L, Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M, Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. S. M. and van der Plicht, J., 2013, Intcal 13 and marine 13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal. BP. *Radiocarbons*, 55, 1869-1887.

Abstract

The Yanbetsu Formation cropped out around the lower Yanbetsu River, which flows into northern part of the Lake Shikaribetsu, was deposited in lacustrine environments. The formation was previously suggested to be Pleistocene (perhaps Middle Pleistocene) in age. The authors of this paper studied the Yanbetsu Formation by field work and geological analysis (AMS¹⁴C-dating, volcanic ashes analysis, pollen analysis). These analyses revealed that the Yanbetsu Formation is composed of middle terrace deposits (Tm; late of last glacial period) and lower terrace deposits (Tl; Holocene), which are parts of full deposits of Lake Shikaribetsu. The lake began with the damming of a river by the formation of new Shikaribetsu volcano group at about 4 to 5 ka. The age of 4 to 5 ka is derived from the observation that the tephra, Shikaribetsu pumice fall 2 (Sipfa-2), is laid below 1 m from the Shikotsu pumice fall 1 (Spfa-1), which has 4.6 ka of age, in the terrace deposit of Kamishihoro town. Furthermore, the authors found the Daisetsu-Ohachidaira ash fall (Ds-Oh), which is derived from the formation of Ohachidaira Caldera in Daisetsu volcano area, in the uppermost part of middle terrace deposits.

最近の北海道およびその周辺の地震活動 (2018 ~ 2021)

高波 鐵夫^{1), 2)}

Recent seismic activity in and around Hokkaido, Japan (2018-2021)

Tetsuo Takanami^{1), 2)}

2022年6月30日受付

2022年8月18日受理

1) 北海道総合地質学研究センター

Hokkaido Research Center of Geology (HRCG)

2) カーネギー研究所・地球惑星研究室

Earth and Planets Laboratory/Carnegie Inst. for Science

Corresponding author: takanami69@gmail.com

要旨

北海道では津波を伴った超巨大地震が起きる傾向が強くなり、最近、千島海溝に沿った海底では大地震が予想され、津波による被害が心配されている。一方、深さ20 km程度以浅の陸域の浅い地震活動はあまり活発ではないが、最近、宗谷地方北部で震度4~5程度の浅い地震が頻発した。やや深い20 km~40 kmでも浦河沖地震や北海道胆振東部地震などM7程度の被害地震が発生した。北海道では新しい地震情報の更新が重要になっている。

まえがき

北海道では、1966年に国家的地震予知研究計画に基づき北海道大学にも浦河地震観測所が設置され、以来徐々に微小地震観測が充実させてきた。1976年には地震をテレメータによって集中観測する方式を導入し、M3以下の微小地震観測能力が飛躍的に向上し、数多くの小さな地震の震源やM4以上の地震の発生機構解も決められるようになった。

1997年10月1日からは大学などの地震観測機関の観測データも気象庁に統合され、そこで計算された震源パラメータや発生機構解などが公開されるようになった。2020年9月1日からは防災科学研究所が根室沖から青森県東方沖の海溝沿いに設置した日本海溝海底地震津波観測網(S-Net)の観測データも加わり、M(マグニチュード)1前後の小さな地震の震源パラメータも高い精度で報告されるようになった。

本報告では、上記の気象庁地震情報に基づいて、ごく最近の2018年~2021年に北海道とその周辺で発生した地震活動を概観する。

地震活動

おおよそM5以上の地震の震央分布(図1)と地震発生時系列(図2)に注目すると、2018年1月24日の青森県東方沖の地震(M6.3, 深さ34 km)、同年5月18日釧路沖の地震(M5.8, 深さ47 km)、そして同年2018年9月6日に胆振地方中東部で発生した北海道観測史上最大の内陸地震(M6.7, 深さ37 km)がある。その震源直上の厚真町で最大震度7を観測したほか、地震波の伝播によって北海道の広い範囲で震度6強~1を観測した。この地震により、死者41人、重傷18人、軽傷731人、住家全壊415棟、半壊1,346棟、一部破損8,607棟などの甚大な被害を被った。北海道では観測史上最大の被害地震となり、この特別の地震を気象庁によって「平成30年北海道胆振東部地震」と命名された(ここではこれを北海道胆振東部地震と称す)。この北海道胆振東部地震に続いて同年11月5日に知床半島先端付近で地震M6.3の地震が発生した。この知床半島先端近傍ではM6を超える大きな地震はこの地震が初めてである。この地震とほぼ同じ場所で10日前の10月26日にM5.5の地震が

発生した。それらの地震の深さはともに 20 km であり、発震機構もともに西北西 - 東南東方向に圧力軸を持つ逆断層型の地殻内地震であった。さらに 2019 年 2 月 21 日に北海道胆振東部地震の最大余震 (M5.8, 深さ 33 km) が余震域北端付近で発生し、厚真町で最大震度 6 弱を観測し、これによってほぼ南北方向に伸びた余震域がほぼ確定された。

2019 年 3 月 2 日には根室半島南東沖の千島海溝近傍では大変珍しい地震 (M6.2, 深さ 51 km) が発生した。この地震の震源位置や WCMT (W-phase から計算されたセントロイド・モーメント・テンソル解; 金森, 2022) から、千島海溝で沈み込む太平洋プレート内の正断層地震であると推定された。つづいて同年 4 月 28 日の十勝地方南部の地震 (M5.6, 深さ 102 km), 同年 8 月 29 日の青森県東方沖の地震 (M6.1, 深さ 21 km) などが発生した。同年 12 月 12 日には宗谷地方北部で内陸浅発地震 (M4.2, 深さ 7 km) が発生し、最大震度 5 弱を豊富町で観測した。北海道北部では同程度の地震が時々起こっている。その後、北海道とその周辺の地殻内では M6 を超える比較的大きな地震はほぼ皆無となり、地震活動の静穏期が約 1 年間継続した (図 3)。一方、その静穏期間の 2020 年には、同年 5 月 31 日の十勝沖の地震 (M5.6,

深さ 94 km) などのやや深い地震が続発した。さらに当調査領域外ではあるが、同年 2 月 13 日にその東端近傍の択捉島南東沖で調査期間最大の地震 (M7.2, 深さ 155 km) が発生した。前者の静穏期に深部では地震活動が高まったのは興味深い。

しかし、11 月 6 日と 12 月 21 日には、再び千島海溝と日本海溝の会合部で、比較的大きな地殻内地震 (M5.7, 深さ 17 km と M6.5, 深さ 43 km) が続発し、地殻内地震が活性化した。前出の 2018 年 1 月 24 日の青森県東方沖の地震 (M6.3, 深さ 34 km), 2019 年 8 月 29 日の青森県東方沖の地震 (M6.1, 深さ 21 km) を加えるとこの調査期間に M 6 以上の地震が 3 回起こったことになる。これらの震源域は 1856 年 8 月 23 日の青森県沖地震 M7.5 や 1968 年 5 月 16 日の十勝沖地震 M7.9 などの海溝型巨大地震の震源域とほぼ重なっている。

2021 年には 1 月 27 日の北海道胆振地方中東部の地震 (M5.4, 深さ 128 km) が起こり、新冠町で最大震度 4 を観測した。この地震の震央 (震源の真上にあたる位置) は「平成 30 年北海道胆振東部地震」の近傍だが、その深さは約 128 km と深く、地下深くに沈み込んだプレート内地震 (スラブ内地震) であり、その発生機構は横ずれ型タイプの地震であり、「平成 30 年北海道胆振東部地

M5以上の地震の震央分布

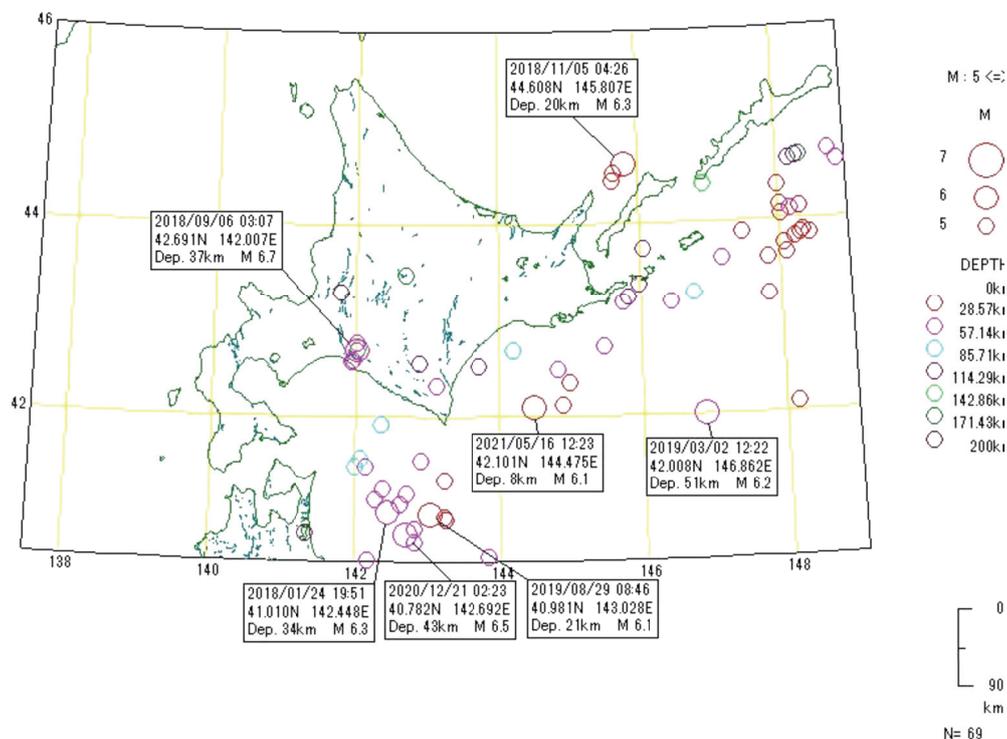


図1 調査領域 (北緯 40.5 度 ~ 46 度, 東経 137.5 度 ~ 149 度) で発生した地震のうち、震源の深さが 200km より浅く、地震マグニチュード M5 以上の比較的大きな地震の震央を示す。それらの震源の深さの違いは右の凡例で示したカラーコードに従って円で表示する。さらに大きな M6 以上の地震については、震源パラメータも併記した。

震」の逆断層型とは異なっている。

さらに 2021 年 3 月 6 日の北海道東方沖の地震 (M5.9, 24 km), 同年 5 月 14 日には日高地方中部の内陸地震 (M4.6, 深さ 20 km), 同年 5 月 16 日には十勝沖の地震 (M6.1, 深さ 8 km) など比較的浅い地震が続発した。とくに 5 月 16 日の十勝沖の地震の震央は, 1952 年 3 月 4 日の十勝沖地震 M8.2 と 2003 年 9 月 26 日の十勝沖地震 M8.0 などの海溝型巨大地震の震源域とほぼ重なる。しかし今回の地震の発生機構はほぼ東西方向に圧縮軸を持ち, 過去の巨大地震の発生機構と異なっていた。

以上の最近の地震活動調査から, 北海道胆振東部地震を筆頭に, 青森県東方沖, 根室半島南方の千島海溝近傍, 知床半島先端近傍など, 比較的広範囲に活発な地震活動の存在, 多様な地震の発生機構などが確認され, 北海道の複雑な地震学的環境が示唆された。とくに千島海溝近傍地震 (M6.3) の WCMT が大きい観測点ギャップにも関わらず, まともな精度で求めた点は注目に値する。

謝 辞

本報告に用いた地震の震源情報は気象庁地震カタログによった。SEIS-PC(石川・中村, 1997; 中村・石川, 2005) のインストールには静岡大学防災総合センターの石川有三氏の指導を受けた。WCMT の情報はカルフォルニア工科大学の金森博雄氏から頂いた。ここに謝意を表します。

引用文献

金森博雄, 2022, 私信。

石川有三・中村浩二, 1997, SEIS -PC for Windows95, 地球惑星連合大会 1997 年合同大会予稿集, P78.

中村浩二・石川有三, 2005, 卓上の地震活動解析 SEIS-PC for Windows のこの 8 年, 日本地震学会 2005 年秋季大会講演予稿集, P153.

地震の規模別発生時系列

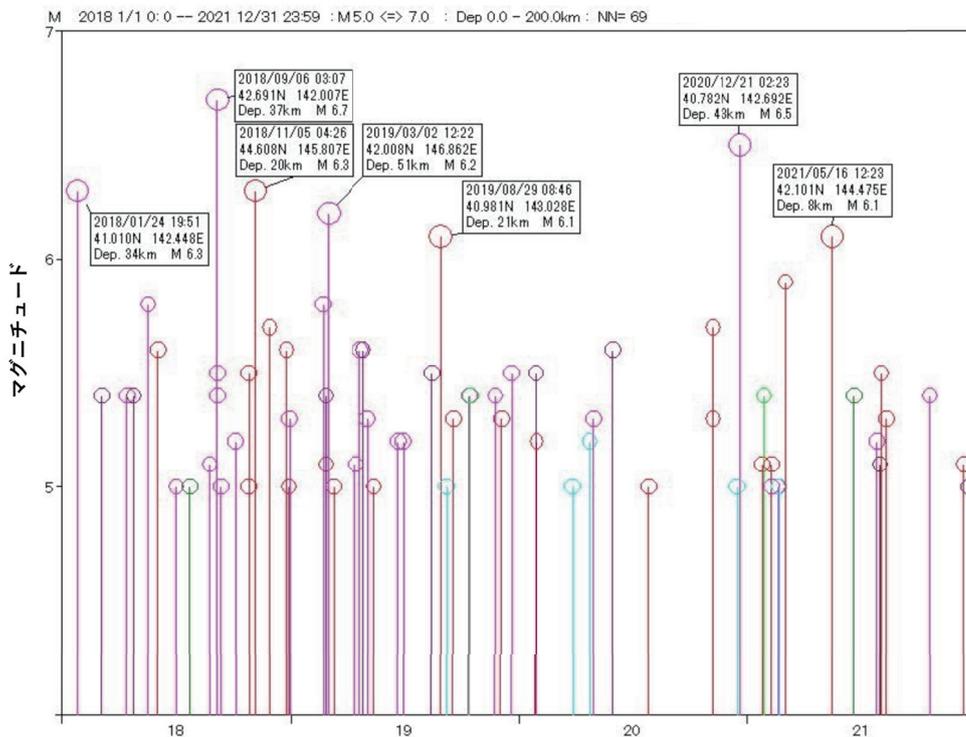


図2 地震マグニチュード M5 以上の各地震を発生順に並べた地震の時系列分布。横軸は 2018 年 1 月 1 日から 2021 年 12 月 31 日までの時間を指し, 縦軸は地震のマグニチュードを指し, 各地震の発生時に対応する縦線の長さと同様の円の大きさはそれぞれの地震マグニチュードを示す。各地震の深さはカラーの違いで識別される。これらは図 1 の凡例と同じである。

地震波エネルギーの積算分布

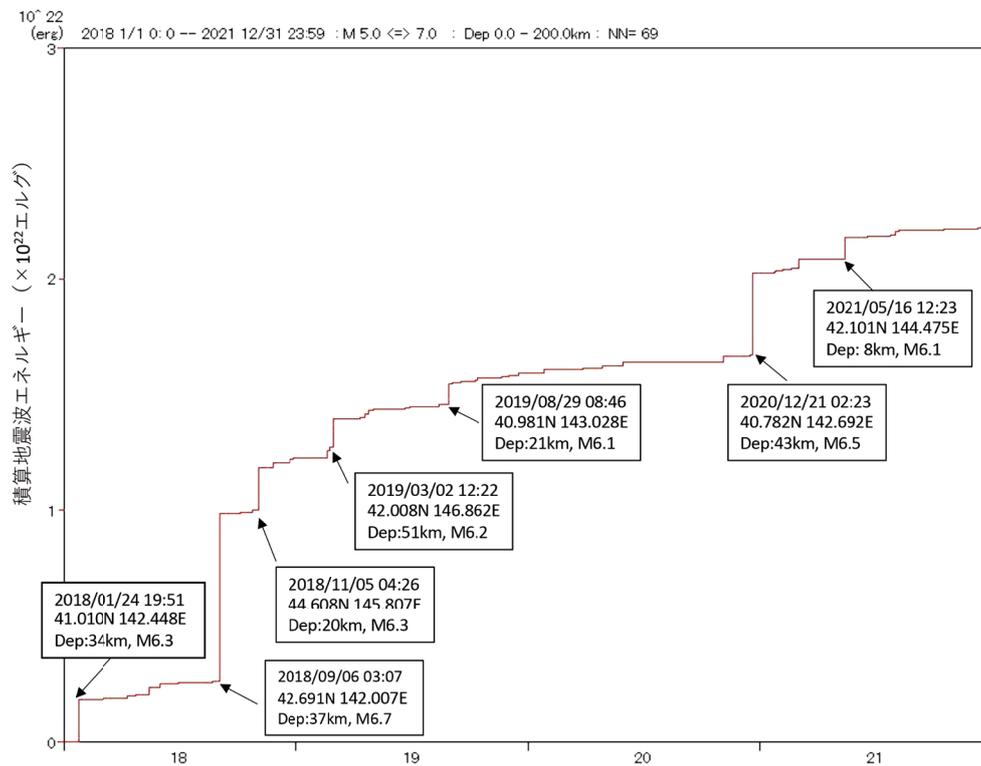


図3 図2で示した各地震のマグニチュードに対応した地震波エネルギーを算出し、それらを時間順に積算した積算地震波エネルギー分布. 横軸は図2と同じ時間を指し、縦軸は積算地震波エネルギーを示す. その単位は 10^{22} エルグである.

あとがき；

本文中でも指摘したが、北海道北部の宗谷地方は震度4～5の浅い地震が時々発生している。本報告投稿中の8月11日の0時35分と0時53分頃の未明にも浅い地震（M5.3とM5.4）が発生し、北海道内で震度5強～1を観測した。それらは地震調査研究推進本部がM7.6の地震を想定したサロベツ断層帯近傍に発生した。筆者は、すでに最近の短期間の地震活動から推して、最大地震規模をM5程度と見積もった（高波，2019，最近の北海道北部における地震活動，CADASU，No.5，46-49）。しかし、活断層の活動期間は一般に数千年程度と長いから、これまで知られていなかったからといって、想定地震規模の地震が発生しないことではない。

<自由投稿>

支笏湖南岸「苔の洞門」の洪水史

宮坂 省吾¹⁾

History of the floods on the southern shore of Lake Shikotsu

Seigo Miyasaka¹⁾



2022年6月13日受付

2022年8月12日受理

¹⁾北海道総合地質学研究センター

Hokkaido Research Center of Geology

連絡先: 札幌市東区中沼町 29 番地 283

Nakanuma-cho 29-283, Higashi-ku, Sapporo City, Hokkaido 007-0890, Japan, miyasaka@hrcg.jp

はじめに

苔の洞門沢¹は樽前山の北側山麓を源流とし、シシャモナイ地区²を通して支笏湖に入っている。この川は、豪雨の時に流水がある間欠河川である。

支笏湖南岸(図1 青矢印)は樽前火山1739年火砕流堆積物に覆われている。下方侵食(以下「下刻」と表記)により形成された苔の洞門(図4の「第1洞門」)は、表層を除くと弱固結の溶結凝灰岩(弱溶結凝灰岩)からなり、高さ10~15m、幅3~4mの狭い箱状谷(I字

谷)³となっている。

2014年9月11日の豪雨⁴(表1)による洪水で苔の洞門下流の谷底が最大2mほど下刻された。

この豪雨は、気象庁支笏湖畔観測所における1977年観測開始以来、最大の大雨であった(表1)。これ以前の1950年8月に20kmほど南東の苫小牧市で多量の強雨⁵が観測されており、支笏湖畔でも同レベルの降雨があったと考えられる。

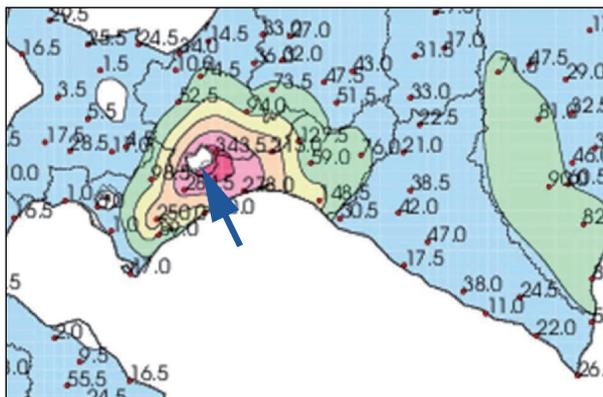


図1. 2014年9月10日00時~13日00時の積算降水量分布(単位: mm, 図は室蘭地方気象台) 青矢印は調査位置。

表1. 支笏湖畔の大雨記録(上段は日降水量の順位, 下段は日最大1時間降水量の順位)

要素名 / 順位	1位	2位	3位	4位	5位
(mm)	447.9	276.5	251	248	237
日降水量	1950/8/1	2014/9/11	1988/8/12	1981/8/23	2005/9/7
	苫小牧	支笏湖畔	支笏湖畔	支笏湖畔	支笏湖畔
(mm)	126	70	64.5	62	52
日最大1時間降水量	1950/8/1	2014/9/11	2008/10/9	2005/10/22	1988/8/12
	苫小牧	支笏湖畔	支笏湖畔	支笏湖畔	支笏湖畔

¹ 古くは唐沢(潤れ沢のこと)と呼ばれ、シシャモナイ東沢とも、本稿では「苔の洞門沢」とする。

² 地区名シシャモナイはアイヌ語「si-sam nay(和人の沢)」を起源とすると考えられる。

³ 『地形の辞典』による河谷縦断形の分類では「箱状谷」であるが、細長い形状から「I字谷」とも呼ばれる。

⁴ 以下、「2014年9月豪雨」あるいは「2014年9月洪水」と表記する。

⁵ 以下、「1950年8月豪雨」と表記する。

⁶ 苫小牧観測所のデータを参照した。



図 2. 洞門下流の下刻の状況（洞門入口にあった展望台から下流を撮影）写真中央に流路跡，その左の一段高いところが2014年9月洪水前の谷底。谷底は，洪水により2 mほど洗掘されていた。右岸側にエゾマツの生える大きな崩落岩塊（図10）。

1. 研究方法

2014年9月豪雨の洪水による下刻により，洞門下流の谷底を形成していた過去の洪水堆積物とともに埋没樹幹や不定根⁷が露出した（図2）。

筆者は，倒木の樹幹および不定根を輪切りにして年輪を測定⁸し，露頭の洪水堆積物と対比した。その結果から，洪水堆積物の年代・谷底位置などを検討した。

以上に基づいて，半世紀の間に起こった洪水について整理するとともに，苔の洞門形成史に関わるイベントについて私見を披歴する。

2. シシャモナイ火砕流台地と苔の洞門沢の形成

樽前山は1739年8月下旬にプリニー式噴火を起こし，火砕流が発生して森林は焼払れた。数百度を超える火砕流は湖水を熱して水蒸気爆発を起こし，たくさんの二次噴気孔を造った。火砕流堆積物⁹は高温により溶結し，弱溶結凝灰岩になった。

この火砕流が炭化木を造り，弱溶結凝灰岩がシシャモナイ地区に扇状地状の地形を残した。扇状地の始まり（扇頂）は風不死岳とカルデラ壁に挟まれた幅200 mほどの谷間で，そこから下流では500 mから2 kmと幅を広



図 3. 下流から見た浅谷と箱状谷の重なり（石井正之氏提供）

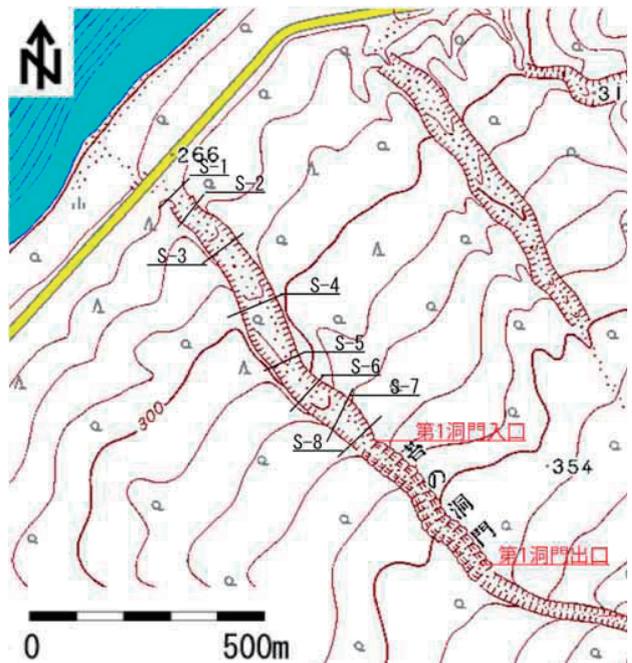


図 4. 調査サイト（S-1：調査測線）

げている。この扇状地状の緩傾斜地を，筆者は「シシャモナイ火砕流台地」と呼ぶ。

一般に，火砕流は低い方へと流下し，噴火前に河道があったところで厚く埋積する。このため溶結凝灰岩ができた時には，元の流路の上で最も収縮して凹み，新たな地表に谷を作り始める。

溶結によって形成された凹地が集水域を広げ，融雪や大雨にともなう洪水を集めて浅谷¹⁰を造り，下方浸食が箱状谷¹¹を形成し始めた時，筆者は考えている（図3）。

⁷ 不定根は，主根などの定根とは異なり，主根以外のところから二次的に形成される根のこと。火山灰や土石流堆積物に覆われた樹幹からも発生する（東 三郎，1979）。このため，降灰や土石流による被り堆積の年代推定が可能になる。

⁸ 年輪測定・地形断面作成は高尾和弘氏にお願いした。なお，以下で記す「樹齢」は年輪測定を行った2014年を基準としていることに注意。

⁹ 本稿では「1739年火砕流堆積物」と表記する。

¹⁰ 火砕流堆積物の上部非溶結部に造られた河谷で，幅広いV字谷のようにも見える。これを筆者は浅谷（あさだに）と呼んでいる。

¹¹ 側刻の進行しつつある箱型の河谷を箱状谷という。平底谷は，両岸に急傾斜の谷壁斜面をもつが，谷幅に比べて著しく浅く，幅広い平坦な谷底を持つ。（『地形の辞典』による）。

表2. 不定根年輪と洪水埋積年

測線	樹種	年輪数	埋積年
S-4	ケヤマハンノキ	2~3	2011
S-6	トドマツ	13	2001
S-6	トドマツ	25	1988
S-7	ケヤマハンノキ	9	2005

3. 年輪年代から見た洪水堆積物の区分

2014年9月豪雨により、洞門直下の下刻¹²は深さ2m前後に達し、次第に浅くなりながらS-3付近まで及んでいた。この谷底を2014年9月下刻谷底と呼ぶ。

下刻により露出した洪水堆積物の区分は、堆積休止を示す枯葉の集積層あるいは腐植層によって行った（上位から順に丸数字で区分）。さらに近接する樹木の不定根年代によって年代の定まった洪水堆積物以外の年代を推定し、洪水史の解明に心がけた。

3-1. 不定根の年輪調査

不定根は、樹幹が洪水堆積物により埋没し、新たな堆積面直下に形成される二次根である。従って、洗掘で現れた不定根の年輪は洪水堆積物の年代の上限を示す（表2）。

表2に示したように不定根年輪年代から洪水堆積物による埋積年代を推定すると、1988年・2001年・2005年・2011年の洪水が想定できる。

3-2. 不定根形成に関連する降雨

次に、上述の不定根に対応する降雨について、室蘭地方気象台（支笏湖畔・森野）のデータで検討した。



図5. S-4 ケヤマハンノキの年輪測定（▲ 年輪測定位置：以下同じ）



図6. S-4 上流の洪水堆積物

1988年洪水：11月24日支笏湖畔の日降水量185mm（最大1時間降水量27mm）によるものと見られる。11月初旬から続いた少雨が先行降雨となっている。

2001年洪水：8月22～23日支笏湖畔の24時間降水量273mm（最大1時間降水量45mm）によるものと見られる。

2005年洪水：9月7日支笏湖畔の日降水量237mm（最大1時間降水量36mm）によるものと見られる。

2011年洪水：8月21日森野の日降水量約380mm（最大1時間降水量78mm）¹³によるものと見られ、1時間降水量30mmを超える雨が7時間にわたった。

3-3. S-4 上流

(1) ケヤマハンノキ林

2014年9月下刻谷底のケヤマハンノキは、樹高約3m（φ18.5cm）で年輪46本を数える（図5）。樹高は15mで概略の高さ補正を行うと、46年÷（15-3）m×15m≒57.5年から、樹齢は58年と推定される。

S-4の周辺には倒伏・傾倒・埋没したケヤマハンノキが多数あり、樹齢60年ほどと推定される同齢林が成立していたと考えられる。

(2) 洪水堆積物

S-4上流の洪水堆積物は5層に区分される（図6）。最上位の①層は2014年9月洪水堆積物で、侵食基底をもって②層に累重している。

ケヤマハンノキ最上位の不定根（ヒゲ状：年輪2～3本）が②層上の腐植層に対応することから、②層は2011年の洪水堆積物と判定される。さらに50cmほど下位に繁茂している不定根は③層、最下位の不定根は⑤層に相当するが、このケヤマハンノキは倒木ではないので不定根測定は未実施で、年代推定はできない。

¹² 本稿では、下方侵食で形成された谷底を「下刻谷底」、谷壁を「下刻谷壁」と表記する。

¹³ 2001年8月22～23日の降雨は24時間降水量274mm（最大1時間降水量45mm）を記録しており、表1に示した大雨レベルに匹敵する。



図7. S-6 上流の洪水堆積物と不定根（ポールが対比層を示す）

3-4. S-6 上流

この地点では幅約 60m, 高さ 12 m ほどの平底谷¹⁵になっており, 両岸に比高 2.5 m ほどの洪水堆積物により形成されたと考えられる微高地がある. これを筆者は「谷底内段丘」と呼ぶ (図 8 1890 ? : 青色破線).

(1) トドマツ林

2014 年 9 月下刻谷底のトドマツ (図 7 [左]) は胸高直径 ϕ 35 cm で, 年輪 54 本を数える. 樹高 25 m で概略の高さ補正を行うと, $54 \text{ 年} \div (25 - 1.5) \text{ m} \times 25 \text{ m} \div 57.4 \text{ 年}$ から樹齢は 58 年と推定される.

付近の写真の細い倒木トドマツの年輪も 47 本で, 樹齢 50 ~ 60 年のトドマツ林が成立していたことを示す.

(2) 洪水堆積物

S-6 上流の洪水堆積物は 7 層に区分され (図 7 [右]), ①層は 2014 年洪水堆積物である. ①層と②層の間には枯葉集積層のみが介在することから, ②層は 2011 年洪水堆積物と判定される.

トドマツの最上位不定根は年輪 13 本および 25 本で, ④層および⑤層上の腐植層に形成されている. このことから, ④層は 2001 年, ⑤層は 1988 年, ⑥層は 1981 年の洪水堆積物と判定される.

なお, 最下位の⑦層は上位に厚さ 10 cm ほどの腐植層があることから, ⑥層と時間間隙が認められるので, 1950 年 8 月苦小牧豪雨 (表 1) の洪水堆積物と考えられる.

(3) 60 年前の樹木更新

このトドマツ林は 1950 年 8 月苦小牧豪雨 (表 1) による洪水更新¹⁶により形成されたものと推定される (図 8 1950 ? : 褐色破線). 樹齢 50 ~ 60 年のトドマツやケヤマハンノキは, 新谷 (1972) が最も古い更新樹を 1963 年代としたことと大きく矛盾しない.

溪畔林がきわめて大きな更新誘因によって一斉に形成されたことを示すと考えられる.

(4) 130 年前の樹木更新

谷底内段丘上に生えるトドマツの最大径は 80 cm で, (1) で記したトドマツ樹齢から直径比で推定すると, $80/35 \text{ cm} \times 54 \text{ 年} = 123 \text{ 年}$ で, 段丘上のトドマツの芽生えは 1891 年と試算される. より古い樹木が見当たらないので, この頃, 樹林更新が起こったと推定される. 微高地の樹林は大洪水によって破壊されたが, 洪水堆積物上に新たにトドマツ林が形成されたと考えられる.

(5) 形成史

1739 年にできた火砕流台地は, 下刻のため深さ 15 m ほどの平底谷を形成した. その時の谷底は, 現谷底の 2 ~ 3 m ほど下位にあると, 筆者は考えている (図 3 緑破線).

その後は堆積が続き, 1890 年頃の大洪水が樹木の更新を起こし, トドマツ林が厚さ 5m ほどの洪水堆積物の上面に芽生えた (図 8 左側の 1890 ? 青破線).

1950 年 8 月の超記録的な豪雨によって谷底が再び洗掘され (図 8 : 1850 ? 褐色破線). トドマツやケヤマハンノキからなる更新樹林が形成された. それらの樹齢は, 50 ~ 60 年となっている.

その後, この 1950 年 8 月下刻谷底に 6 層の洪水堆積物が順に堆積したが, 2014 年 9 月豪雨により再び洗掘された.

3-6. S-8 付近

苔の洞門直下流の S-8 付近では, 1739 年火砕流堆積物を下刻した幅約 30 m, 高さ約 15 m の箱状谷が形成されている (図 13).

(1) 崩落岩塊上のエゾマツ

右岸側に大きな崩落岩塊 (高さ約 4 m) がある (図 10 の左). 岩塊上のエゾマツの樹齢は 150 年とされるので¹⁷, 崩落の発生は 1850 年代と考えられる.

(2) ケヤマハンノキ林

左岸側の比高約 3 m の段丘にはケヤマハンノキ優勢の溪畔林が形成されていた (図 9 の右側). そのうち 1 本のケヤマハンノキは, 根元 (ϕ 30 cm) における年輪から樹齢は 30 年で, 段丘が 1981 年 8 月豪雨の洪水堆積面 (層厚約 1 m) であることを示す.

¹⁴ 同日の支笏湖畔の観測では日降水量 69.5 mm, 最大 1 時間降水量 23 mm と少ないが, 森野側で多雨だった可能性もある.

¹⁵ 平底谷は谷幅に比べて著しく浅い河谷で, 幅広い平坦な谷底低地をもつ. (「地形の辞典」による)

¹⁶ 洪水によって破壊された林の跡に新たな世代の林が形成されることを, 本稿では「洪水更新」と呼ぶ.

¹⁷ 一般財団法人自然公園財団支笏湖支部「苔の洞門パンフレット」

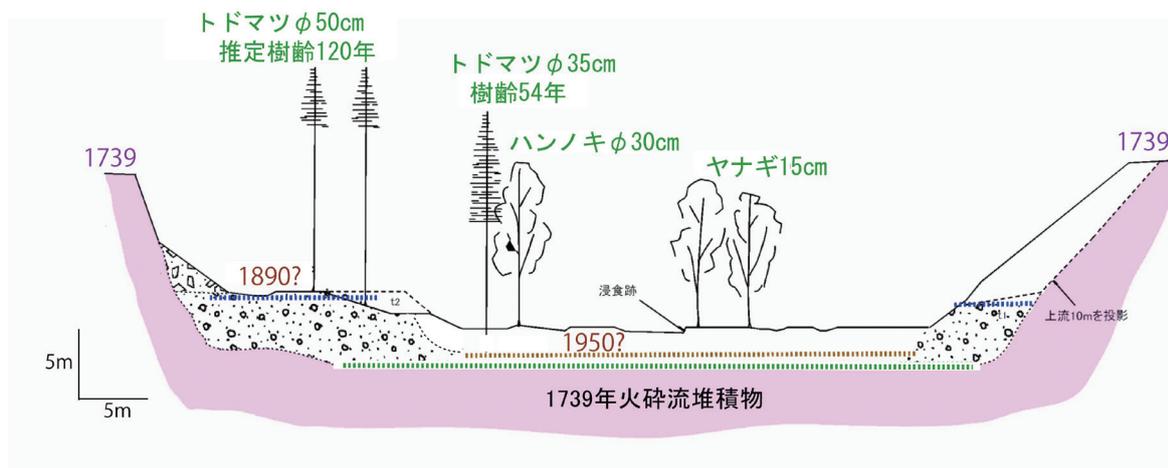


図 8. S-6 断面¹⁸の樹木年代と谷底の変化（最低位谷底の推定ライン：褐色破線下の緑破線）

この堆積面は、2014年9月豪雨による下刻によって現谷底より3mほど高い段丘となった。

(3) 洪水堆積物

洪水の2年前は砂礫からなる谷底が広がり、そこに一本の埋没カエデ¹⁸が生えていた(図11[右])。当時の谷底砂礫の新鮮さは洪水堆積がきわめて新しいものであることを示していた。おそらく、2011年8月の大雨によるものだろう。

この河床は2014年9月洪水により洗掘され、高さ2mの埋没樹幹が露出した(図11[左])。

埋没カエデの最上位不定根(年輪13本)は紅白ポール上端から80cmほど下位にあり、露頭③層上位の腐植層にあたることを確認された(図12)。したがって、③層が2001年の洪水堆積物に対応すると考えられる。露頭中～下部の厚い⑤層は、対岸の段丘を形成した1981年8月洪水堆積物に対比できる。

これらのことから、1981年8月洪水時には2014年の下刻谷底よりさらに深い位置にあった谷底に埋没カエデが成長したと推定される。その谷底は1950年8月豪雨の下刻によるものと、筆者は考えている。



図 9. ケヤマハンノキと埋没カエデ(写真右の谷底内段丘にケヤマハンノキ優勢林。左に埋没カエデ、その奥のエゾマツが図10の崩落岩塊：図12に示す「落石」紅白ポール上端が洪水前の地表、そこから80cmほど下の髭状の根が不定根。洪水の洗掘により2mほどカエデ樹幹が現れた。)

1950年8月の下刻谷底は1981年8月洪水によって厚く埋積されたが、2014年9月洪水により谷底を1981年以前のレベルに下げたのである。

(4) 箱状谷の形成は1850年代以前か

谷壁崩壊は谷底が形成されて谷壁を侵食することによって発生するので、崩落岩塊の存在は谷型完成後に起こった谷壁の不安定化を示すものとなる。

(1)で記した崩落岩塊の年代から1850年代には既に箱状谷が不安定し岩盤崩落が発生していたので、箱状谷の完成は1850年代より更に古いと考えられる。

当時の谷底を推測できるデータは得ていないが、埋没カエデの主根が2014年の下刻谷底より2～3mほど深いと仮定すると谷型は谷底幅約30m・深さ17mほどとなる(図13)。



図 10. 崩落岩塊上に生えたエゾマツ

¹⁸ 地形断面図は下流から見て作成した。従って図の左が右岸、右が左岸である。

¹⁹ イタヤカエデと思われるが、鑑定依頼時は落葉のため確認できなかったため、「カエデ」と表記する。



図 11. 埋没カエデの今昔 [左] 2014年11月6日 [右] 2012年5月24日(赤破線が2014年9月洪水前の谷底)

(5) 30年前の樹木更新の年代

(2) で記したように、S-8 付近のケヤマハンノキ優勢林は、層厚約 1 m に及ぶ 1981 年 8 月豪雨の洪水堆積物の上面に成立していた (図 13)。

これらの地点のケヤマハンノキは樹齢 30 年ほどの一斉林となっていることから、1981 年 8 月の大雨による洪水が樹木更新を起こしたと考えられる。その雨は、支笏湖畔では日降水量 248 mm で観測史上第 4 位 (表 1)、最大 1 時間降水量は 37 mm であった。

(6) 形成史

箱状谷は 1850 年代以前に形成されており、斜面の緩みや脚部の洗掘が進行した 1850 年代に岩盤崩壊が発生した。

埋没カエデは、年代データが得られていないが、1981 年 8 月の洪水堆積物に埋積されていたことから、1950 年 8 月苦小牧豪雨による下刻谷底に育ったと考えられる。

その谷底を 1981 年および 2012 年洪水堆積物などが埋積し、谷底を 5 m ほど高くした。この堆積面にケヤマハンノキ林が成立した。

ところが、2014 年 9 月豪雨により 3m ほど洗掘されて、埋没カエデの樹幹が現れるとともに、左岸側の洪水

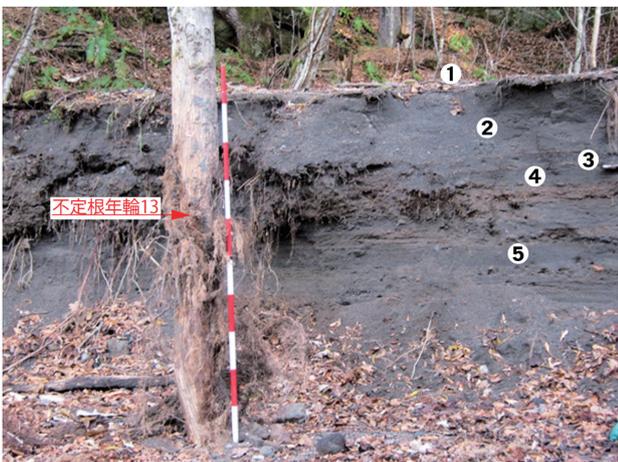


図 12. 埋没カエデの不定根と洪水堆積物の区分

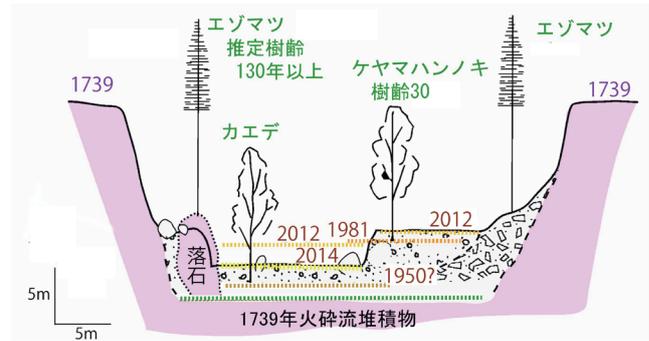


図 13. S-8 断面の樹木年代と谷底の変化

堆積物が洗掘を免れて段丘化した。

4. 苔の洞門沢下流の形成史

洞門の下流域では、上流部 (S-7 ~ S-8) は高さ 15 m ほどで幅約 30 m の箱状谷，中～下流部 (S-1 ~ S6) は高さ約 5 ~ 12 m で幅約 55 ~ 75 m の平底谷となっている。

4-1. 1950 年以前

苔の洞門沢の形成初期に、表層で浅谷が造られ、下位の弱溶結凝灰岩を下刻する谷の形成が始まった。石丸ほか (2002) は、噴火直後に下刻が進行したと述べている。一方、苔の洞門沢下流においては湖畔から谷頭侵食が上流へ進み、浅谷から平底谷へと変容、最低位谷底が形成されたと考えられる (図 8)。

苔の洞門直下の箱状谷の形成は、3-6 (4) で記したように 1850 年代以前と推定される。このことから、上述の侵食が既に緩慢になっていた²⁰と考えられる。

その後、上流域から大量の土砂²¹が供給され、厚さ 5m もの洪水堆積物が形成された。1890 年頃には堆積面上に、推定樹齢 120 年のトドマツ林が成立した。

その後、再び下刻が進行し、1890 年頃の堆積面より数 m も低い 1950 年 8 月谷底 (最低位谷底) が形成された。古い堆積面は段丘化し (谷底内段丘)、谷底には樹齢 50 ~ 60 年のトドマツやケヤマハンノキなどの更新樹林が形成された。

²⁰ 最近の侵食観察例からも弱溶結凝灰岩の侵食はほとんど起こっていないと考えられる。2001 年 8 月豪雨後の観察では下刻や側刻現象は認められていないし (石丸ほか 2002)、2014 年 9 月豪雨でも側壁の苔の一部が剥がされたくらいで、谷底の侵食は認められなかった。

²¹ 樽前山 1874 (明治 7) 年の噴火で火砕流が発生し、苔の洞門沢上流域に堆積した。この火砕流堆積物が侵食されて、流下した可能性がある。

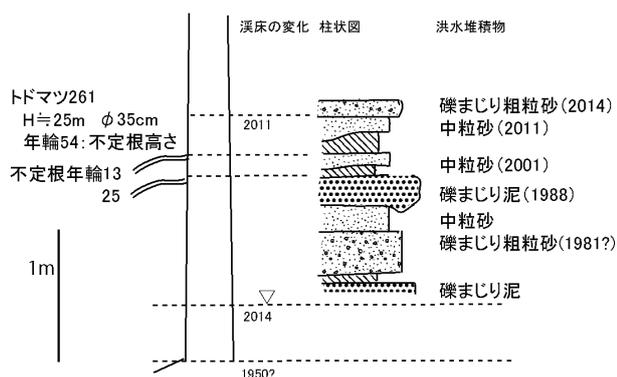


図 14. S-6 測線の年輪年代と洪水堆積物の編年

4-2. 1950 年以降

2014 年 9 月の下刻谷壁には、1950 年以降の洪水堆積物が露出していた。

不定根位置・年輪数と洪水堆積物の対比により、上位から 2014 年・2011 年・2001 年・1988 年の洪水堆積物が確認された。また、最下位の礫まじり粗粒砂は 1981 年 8 月の洪水堆積物と考えられる (図 14)。

以上から、1950 年洪水による最低位谷底の形成後は堆積が続き、1981 年以降には 6～7 年に 1 回ほどの頻度で洪水堆積物が累重し、厚さ 2 m ほどの堆積層が形成されたことが確認できた。

ところが、2014 年 9 月の洪水はその大半を下刻し、ふたたび谷底低下を惹き起したのである。

4. まとめ

崩落岩塊上のエゾマツ樹齢から箱状谷の完成を 1850 年代以前、谷底内段丘の完成年代を直径比による樹齢推定から 1890 年頃と考えた。なお、洞門下流では 2014 年頃に段丘が形成されている。

苔の洞門沢下流における 1981 年以降の洪水堆積物年代を不定根樹齢により推定した。

洪水による谷底の下刻と洪水堆積物の形成によって引き起こされた樹木の更新が、1890 年頃、1950 年頃、1981 年に起こったと考えられる。1950 年苫小牧豪雨による苔の洞門沢での大洪水を想定すると、下流での大

規模な樹林更新を説明することができる。しかし、それを示すデータは少ない。

苔の洞門形成史の前史も不明な点が多いが、1950 年以降についてはおおまかに理解できた。前史や詳細の解明は、今後に残されている。

謝辞

年輪測定を許可して頂いた関連機関、現地作業を手伝って頂いた苔の洞門研究会 (代表 若松幹男氏) の皆さま、10 年間にわたって溪流調査の機会を与えて頂いた防災地質工業㈱に謝意を表します。

また、牧口 梓さんの北海道教育大学札幌校の卒業研究成果、とくにルートマップと断面図は大きな手助けになりました。同氏および指導教官であった岡村 聡名誉教授に改めて謝意を表します。

<文献>

- 東 三郎, 1979, ヤナギの不定根『地表変動論』(北海道大学図書刊行会).
- 新谷 融, 1971, 荒廃溪流における土石移動に関する基礎的研究. 北海道大学農学部演習林研究報告, 28(2), 193-258.
- 新谷 融・西山泰広, 1989, 樽前山麓の土砂害防止に関する研究. 北海道大学農学部演習林研究報告, 46(2), 271-285.
- 石川俊夫・横山 泉・勝井義雄, 1972, 『樽前山』(北海道防災会議)
- 石丸 聡・高見雅三・岡 孝雄, 2002, 2001 年 6 月に発生した「苔の洞門」の谷壁岩盤崩落 (北海道立地質研究所報告 73, 209-215).
- 牧口 梓, 2012, 樽前火山の 1739 年火砕堆積物が形成した苔の洞門について (北海道教育大学卒業論文)
- 日本地形学連合編 (鈴木隆介・砂村継夫・松倉公憲責任編集), 2017, 『地形の辞典』(朝倉書店).
- 千歳市産業振興部観光振興課, 2014, 『苔の洞門 (パンフレット)』(一般財団法人自然公園財団).

 **論文紹介**
 A glance at interesting papers

Schellart, W.P., 2020, Control of subduction zone age and size on flat slab subduction. *Front. Earth Sci.*, 8, doi: 10.3389/feart.2020.00026.

水平沈み込みは、スラブが数 100 km に渡って、上盤プレートの下で水平になっている奇妙なスタイルの沈み込みである。それは、浮揚性の非震性リッジもしくは海台の沈み込みと関連づけられているが、西太平洋のように沈み込む非震性リッジや海台が水平スラブをつくらないことがあるように、また、非震性リッジや海台がないのに水平スラブが存在するように、両者の空間的な相関には問題がある。本論では、水平スラブ沈み込みは、古くて（長期間に渡って活動的）幅の広い（海溝に平行な大きな広がり？→要するに長い海溝？）沈み込み帯に伴われるといった替わりの仮説を検討する。沈み込み帯の汎世界的なコンパイルは、古く (>80-100 Myr) て、幅の広い (> 6000 km) 沈み込み帯で水平スラブが優先的に起こっていることを示している。これは、幅広い沈み込み帯が上部マントルでスラブ（とくに中央部分

で）の傾斜角が時とともに低角になる傾向があることで説明される。沈み込み計算モデルは、これを支持しており、広いスラブの中央部分だけが次第に傾斜角を減じ、最終的に水平スラブ沈み込みになる。このモデルは、広いスラブにおいてスラブ傾斜角の漸次的な減少がスラブの上面における垂直な偏展張応力（マントル・ウエッジ suction）を増大させることを示しており、水平スラブ沈み込みを誘引しやすい。それに対して、幅の狭いスラブは、急な傾斜角と低い垂直な偏展張応力を維持する。これらの結果は、水平スラブが現在の東太平洋にのみに存在するといった理由を提供してくれる。と言うのは、この沈み込み帯だけが水平スラブ沈み込みを開始するのに十分なほど古く幅広い。そして、ラミー水平スラブ沈み込みと南チリの水平スラブ沈み込みが過去に存在可能だった理由もそこにある。

注：ここで言っている flat-slab とは、海溝付近に trench hinge があり、その先が凹になって concave flat hinge があり、その先に convex flat slab hinge があって、その先で本格的に沈み込むスラブ形態に限定。Fig. 2A の白丸と黒丸の slab width は、flat slab が形成され始めた時の海溝に平行な方向のスラブの幅。なお、subduction age は、沈み込み開始からの時間。

(君波和雄)

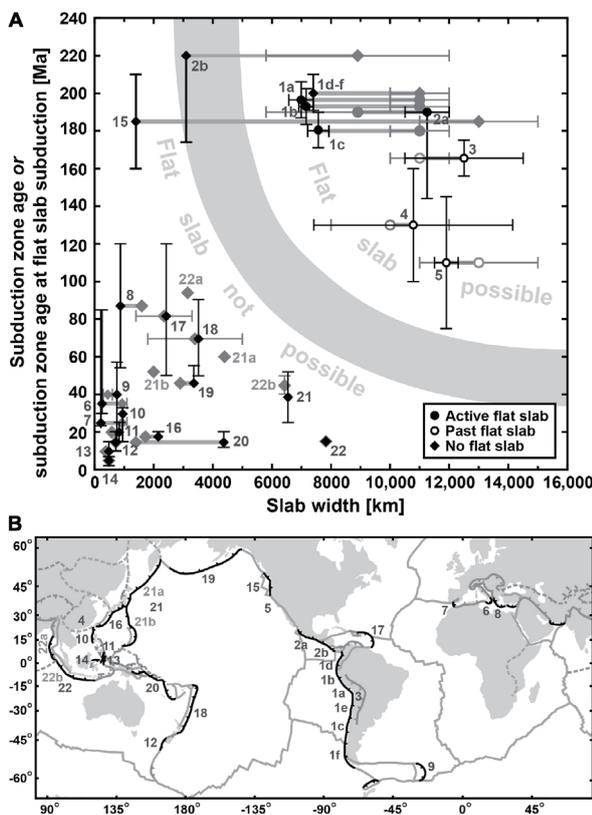


FIGURE 2 | (A) Diagram showing the dependence of flat slab subduction in nature on slab width (trench-parallel extent) and subduction zone age. Diamonds represent subduction zones/segments without a flat slab. Filled circles and white circles with an outline represent subduction zones with a present-day flat slab and flat slab in the geological past, respectively. For the black circles and white circles with black outline subduction zone age and slab width represent the age and width at the time of flat slab inception. For the black diamonds subduction zone age and slab width represents their age and width at present. For the gray circles, white circles with a gray outline and gray diamonds slab width represents the width at subduction initiation. See **Appendix** and **Tables 1, 2** for data choices, justification and uncertainties. Black bars and gray bars are not error bars but indicate range of age estimates and slab width estimates, where data point location represents the average or the best estimate (see **Appendix** and **Tables 1, 2**). Thick horizontal gray lines connect subduction initiation data point with present-day subduction zone data point (diamonds) or flat slab subduction initiation data point (circles) of the same subduction zone (segment). Subduction zone data points: 1–South America with 1a–Southern Peru segment (Nazca ridge), 1b–Central Peru segment, 1c–Central Chile segment (Juan Fernandez ridge), 1d–Colombia segment, 1e–Northern Chile segment, 1f–Southern Chile segment; 2–Mexico–Central America with 2a–Mexico segment, 2b–Central America segment; 3–South America (Central Andes segment); 4–South China; 5–Farallon (Laramide segment); 6–Calabria; 7–Gibraltar; 8–Hellenic; 9–Scotia; 10–Manila; 11–Sangihe; 12–Puysegur; 13–Halmahera; 14–North Sulawesi; 15–Cascadia; 16–Nankai–Ryukyu; 17–Lesser Antilles–Puerto Rico; 18–Tonga–Kermadec–Hikurangi; 19–Aleutians–Alaska; 20–Melanesia (New Britain–San Cristobal–New Hebrides); 21–Northwest Pacific (Kamchatka–Kuril–Japan–Izu–Bonin–Mariana) with 21a–Kamchatka–Kuril–Japan segment, 21b–Izu–Bonin–Mariana segment; 22–Sunda (Burma–Andaman–Sumatra–Java–Banda) with 22a–Burma–Andaman segment, 22b–Burma–Andaman–Sumatra–Java segment. The light gray zone indicates the approximate location of the boundary separating the domains where flat slab subduction is not possible (lower left) and possible (upper right). Note that for the individual subduction zone segments (1a–f and 2a–b) the entire width of the slab that these segments form part of has been plotted. **(B)** Map showing the location of those subduction zones and segments plotted in panel **(A)**.

Abers, G.A., van Keken, P.E. and Hacker, B.R., 2017, The cold and relatively dry nature of mantle forearcs in subduction zones. *Nature Geosci.*, DOI: 10.1038/NGEO2922.

マントルウェッジの先端部に最も冷たいマントル見いだされる。この前弧マントルは、火山弧の下の熱い物質の流れから隔離されており、そのために 600–800°C を超えない温度と推定されている—この状況では含水マントル鉱物は安定である。沈み込むスラブからマントルウェッジに十分な水が放出されるなら、この前弧マントルは水の重要な貯留槽となり得る。こういった貯留槽はプレートの境界面を加水し、メガスラスト地震やゆっくりとしたスリップの発生を容易にする。しかし、沈み込み帯の状態をグローバルにシミュレートした熱モデル

は、典型的な沈み込み帯の生存期間に渡って、前弧マントルを加水するには沈み込むプレートの脱水があまりに遅いことを示している。スラブが急速に脱水する熱い沈み込み帯は例外である。最も熱く、最も浮揚性のある前弧は、プレート衝突を最も耐えやすく、地表に上昇する。そのために、変成岩の記録が発達する。グローバルな地震データの解析は、前弧のマントルが概してドライであることを示している。多くの沈み込み帯は、大きな地震やゆっくりとしたスリップが密集するより浅いプレート境界を加水するには不十分な量の水しか放出しないと我々は結論する。

(君波和雄)

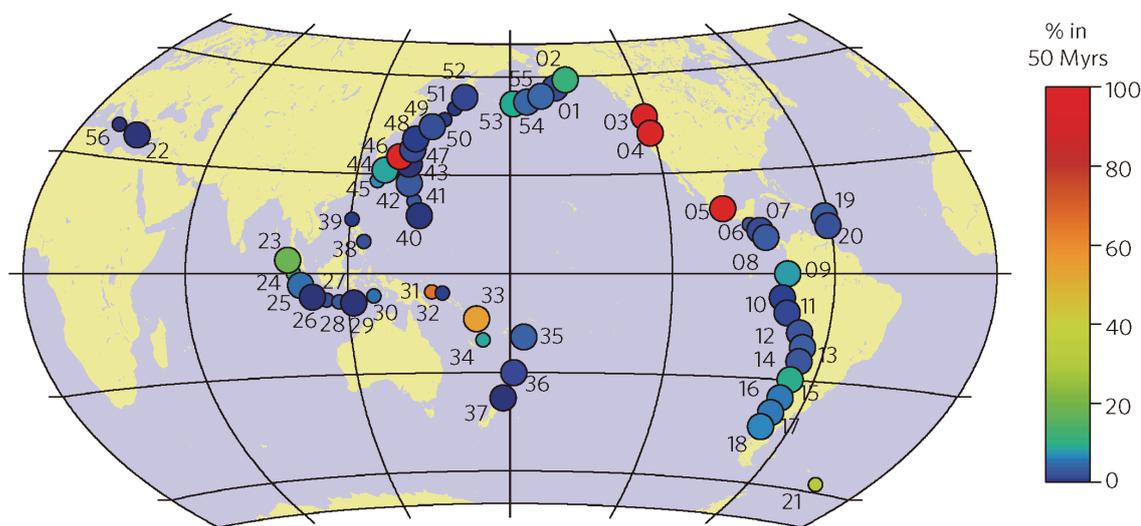


Figure 3 | Predicted per cent hydration of mantle wedges worldwide produced over last 50 Myrs. Predictions from thermal models with decoupling to 80 km and vertical water transport (Supplementary Table 2); models are steady state except where noted in Supplementary Discussion 4. The colours denote hydration, whereas larger circles show arcs with well-constrained geometry (uncertainty in forearc crustal thickness < 10 km and uncertainty in depth to slab below volcanic front³⁸ < 20 km). The numbers code to subduction zones listed in Supplementary Tables 1 and 2, the following of which are discussed in the main text: 1, Alaska Peninsula; 4, Cascadia; 5, Mexico; 31, New Britain; 33, North Vanuatu; 46, Nankai; 48, North Honshu.

McGary, R.S., Evans, R.L., Wannamaker, P.E., Elsenbeck, J. and Rondenay, S., 2014, Pathway from subducting slab to surface for melt and fluids beneath Mount Rainier. *Nature*, 511, doi: 10.1038/nature13493.

収束縁の火山活動は、基本的には沈み込むスラブが下降するところでの上部マントルの部分熔融に由来する。物質の熔融は、二つの方法で起こりうる。1) スラブによってマントル中に誘導されたマントルの流れが上昇し、断熱的な減圧によって熔融する。2) 下降するスラブの脱水反応によって放出された流体が熱いマントルウェッジに移動し、ソリダス温度を下回ることによって熔融する。この2つのメカニズムは、相互に排他的ではない。どちらのケースにおいても浮揚性のメルトは上に

向かって進み、地殻に留まるかもしくは溶岩として噴出する。本論で我々は、ワシントン州の中央を横切る地磁気地電流データを用いて、流体-メルト phase の通路を描き出した。地磁気地電流反転プロセスにこの地域の地震学的研究を拘束として組み入れることによって、我々は、沈み込み場における流体とメルトに関するよりすぐれた制約を得た。特に、スラブのトップもしくはその近くで放出される流体、上にあるマントル・ウェッジへの流体の移動、ウェッジ中での熔融、そしてレーニア山の下地殻中の貯留場所へのメルト/流体の移動を認定し、それらを関連づけることができた。

Fig. 2 の説明 : Fig. 2b 中の A (深さ約 80 km) で多量の流体/メルトを形成。それらは、上方およびスラブに沿って下方に移動。上昇した流体/メルトは、B で地殻に達し、より浅い所 (深さ約 40 km, D) で放出された流体 (加水玄武岩がエクログャイトに) と B で合流する。流体/メルトはさらに上昇し、地殻中の貯留場所 (C) に達する。

(君波和雄)

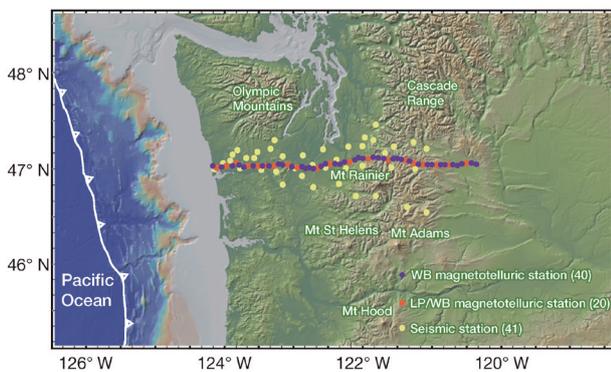


Figure 1 | Map showing station locations for the CAFE seismic and magnetotelluric stations (wideband and long-period) across central Washington state, USA. The numbers in parentheses indicate the number of stations for each category. WB, wideband; LP, long-period.

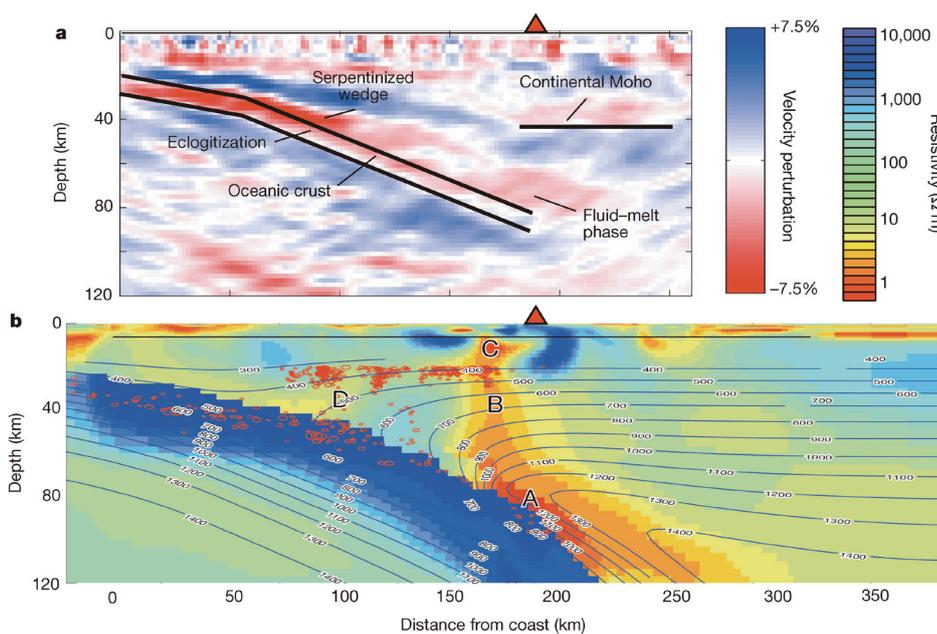


Figure 2 | Primary seismic (a) and magnetotelluric (b) models. Panel b includes both a thermal profile (contours, labelled in degrees Celsius) and earthquake hypocentre locations (red circles) within 20 km of our profile line²³. Fluid released from the subducting slab enters the mantle wedge at A. Melt initiated at or very near the interface is transported upward by buoyancy and dragged down. The fluid/melt phase rises through the mantle wedge (B) until it reaches the crust, joining fluids released from shallower reactions (D). The combined fluid/melt continues to rise until reaching a reservoir (C) in the crust. Mount Rainier is shown as a red triangle.

Pommier, A. and Evans, R.L., 2017, Constraints on fluids in subduction zones from electromagnetic data. *Geosphere*, 13, 1026–1041.

沈み込み帯を映像化するのに地磁気地電流データが用いられるようになった。電気比抵抗のモデルは、いくつかの深さにおける流体放出に関連した特徴を示し、それらは沈み込むスラブの脱水の熱的・岩石モデルと調和的である。地殻中の堆積物や空隙からの流体放出の映像化には controlled source electromagnetic (CSEM) techniques が必要であり、これをニカラグア沖で行った。玄武岩からエクロジヤイトへの遷移に関連した流体の放出は、地磁気地電流データで一般に映像化される。蛇紋石の様な鉱物の分解に由来する、より深い流体放出の信号は、非常に変化に富む。深さ約 100–80 km のマントル・ウェッジ中に認められる非常に強い伝導異常を

示す領域は、地殻中の過剰な割れ目、海山、リッジや地形的高まりといった異常な海洋底の沈み込みに関連していると仮定する。これらは、海溝に入る前の海洋底を変形し、海洋プレートのマントルをより広域に蛇紋岩化する。大きな伝導性に関しては、地殻に由来する揮発物 (C や H) を多く伴ったメルトを示す、といった別の解釈があり、マントル・ウェッジ中により炭素の局所的な流入を示唆しており、強い熱水変質を被った異常な海底の沈み込みもまた多分関連しているのだろう。

(君波和雄)

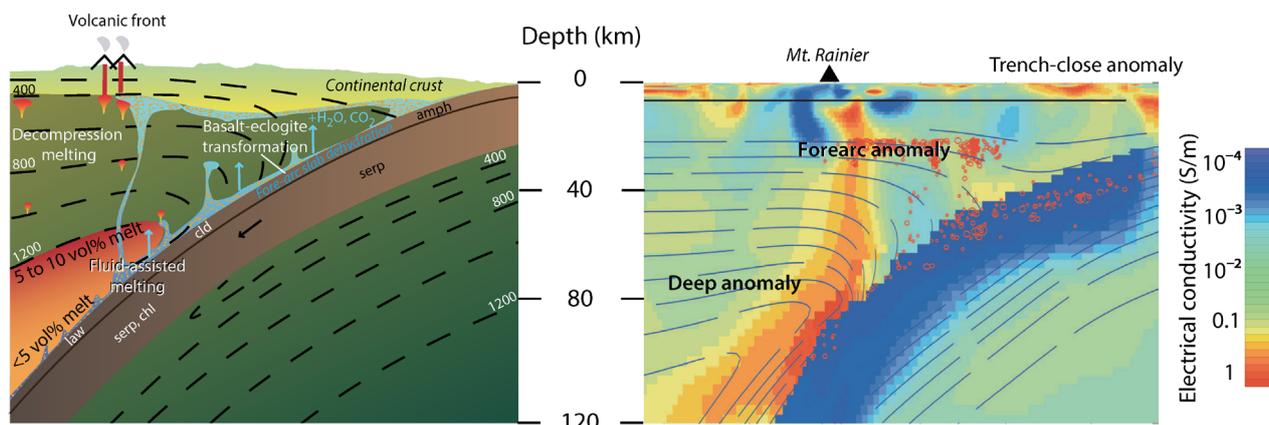


Figure 2. Detection of fluids using electromagnetic studies. Comparison between the petrological view of a subduction zone (left; after Schmidt and Poli, 1998; Grove et al., 2012; Timm et al., 2014) and an electromagnetic profile (right; Cascadia, McGary et al., 2014). Labels in the slab correspond to stable hydrous minerals: amph—amphibole; cld—chloritoid; law—lawsonite; serp—serpentine; chl—chlorite. The location of the model profile is shown on the inset map of Figure 6. Dashed lines correspond to isotherms and associated numbers refer to temperature in °C.

Förster, M.W. and Selway, K., 2021, Melting of subducted sediments reconciles geophysical images of subduction zones. *Nature*, 12, <https://doi.org/10.1038/s41467-021-21657-8>.

沈み込みにおいて、堆積物は鍵になる役割を演じる。堆積物は弧火山岩の地球化学と地震災害の位置をコントロールする。本論では、火山弧の海溝側端で不可解な伝導異常を示す沈み込み帯の地磁気地電流モデルを説明する沈み込む堆積物の末路に関する新たなモデルを提示する。多くの沈み込み帯において、堆積物は弧メルトの給源よりも海溝寄りでは溶けるだろう。高圧実験は、これらの堆積物メルトと上にあるマンテル・ウェッジとが反応して電気的に伝導性のあるフロゴパイト輝岩をつくることを示している。カスケードや九州の沈み込み帯のモデリングは、堆積物溶融の生産物が地磁気地電流 (magnetotelluric) の観測結果を再生産することを示している。沈み込んだ堆積物の溶融は、スラブのロールバック

クイベントにフロゴパイト輝岩が溶融して、Kに富んだ火山岩が形成されることを説明可能である。また、このプロセスは、沈み込み帯の地震活動モデルの制約に役立つ。メルトとフロゴパイトはともに低い摩擦強度をもつので、壊滅的な衝上性地震は、溶融堆積物の近くでは起こらないだろう。一方、増大する流体圧は、小規模な地震や一過性の tremor や slip を起こすかもしれない。

Fig. 2 の説明 A: 火山フロントの下、A': 弧のマグマが生成する前面地域であり、沈み込んだ堆積物のメルトとそれらの含水メルトが上昇しかんらん岩と反応する。A' の温度がかんらん岩のソリダス以下なので、堆積物メルトと反応してフロゴパイト輝岩メタゾマを生成。フロゴパイト輝岩の形成によって放出された流体は、マンテル・ウェッジ (B) を通って地殻 (C) に達し、貯留層と熱水を形成する。

(君波和雄)

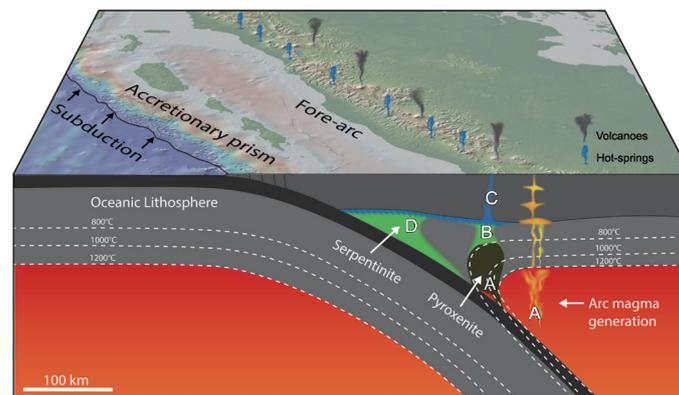


Fig. 2 Subduction zone with fore-arc metasomatism model. Arc magmas form below the volcanic front (A), where fluid-fluxed melting of mantle peridotites occurs. In front of the region of arc magma generation (A') subducted sediments melt and their hydrous melts rise and react with peridotite. Since temperatures in front of the arc (A') are below the solidus of peridotite, hydrous sediment melt reacts to form a phlogopite-pyroxenite metasome. Fluids expelled by phlogopite-pyroxenite formation rise through the mantle wedge B into the crust C to form reservoirs and hot springs. Map modified from GeoMapApp, www.geomapp.org/ with Global Multi-Resolution Topography (GMRT)⁴⁷.

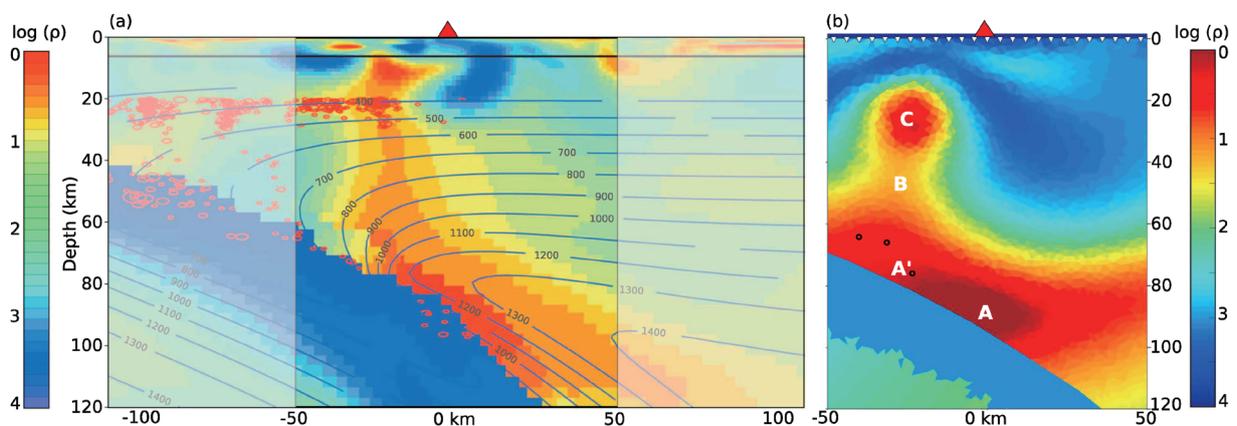


Fig. 3 Original (a) and synthetic (b) MT models for the Cascadia subduction zone. Colour scale is log electrical resistivity (ρ). **a** Shows the inverse MT model along the 'CAFE' line in the Cascadia subduction zone, western North America, adapted from McGary et al¹⁷ with the region of interest highlighted. Reprinted by permission from Springer Nature, Nature, Pathway from subducting slab to surface for melt and fluids beneath Mount Rainier, McGary et al¹⁷, ©2014. **b** is the synthetic MT model, which was created by forward modelling and then inverting the MT responses from a subsurface with conductivities defined by mantle peridotite, arc melts, and the phlogopite-pyroxenite metasome, melt, and saline fluids produced by melting of subducted sediments. The synthetic model reproduces the main conductive features, which are offset trenchward of Mt. Rainier (red triangle). Labels (A, A', B and C) follow the regions labelled in Fig. 2. Black circles in (b) show the locations of small (magnitude < 3) earthquakes that have occurred in the mantle wedge since 1980.

Simanenko, V.P., Rasskazov, S.V., Yasnygina, T.A., Malinovskii, A.I. and Chashchin, A.A., 2007, Early Cretaceous volcanic rocks and Early Cenozoic extrusions of Cape Mary, Schmidt Peninsula, North Sakhalin: Geochemical study. *Russian Jour. Pacific Geol.*, 1, 265–275.

北部サハリン・シュミット半島の Mary 岬には、Mariisky シーケンスの前期白亜紀火山岩と前期新生代の貫入岩が露出する。これらの岩石は、化学組成上4つのグループに分けられる。Mariisky シーケンスの火山岩類は3つのグループから構成され、上に向かってカルクアルカリ岩、カルクアルカリ-ソレアイトの漸移的組成、インコンパチブル元素に枯渇したソレアイトからなる。これらの岩石は、沈み込み由来の地球化学的特徴を示し、Moneron-Samarga 島弧系の一部をなすと考えられる。微量元素は、角閃石、輝石および多分スピネルを含んだ、ガーネット含有マントル給源とガーネットを欠いたより浅いマントル給源の連続した溶融を通じてこれらの岩石がもたらされたことを示している。Mary 岬の噴出岩における沈み込みとプレート内の両方を併せ持った特徴は、それらの形成が大陸縁のトランスフォームで形成されたことを示している。

地質概略(要約): シュミット半島は地質的に、東部、Elizavetinskaya, 西部に区分できる。東部は、後期

ジュラ紀-前期白亜紀の放散虫岩の構造的スライス-挟在したレンズ状のナップを構成するかんらん石玄武岩からなり、大理石化した石灰岩、ジャスパー、珪質シルト岩、角閃岩化した斑縞岩などを伴う。ロジン岩や角閃岩、藍閃石片岩のブロックを伴った蛇紋岩メランジも発達する。Elizavetinskaya 帯は、Longriiskii 断層を介して東部と接する。この帯は、後期白亜紀の陸源-火山源タービダイト、凝灰質フリッシュおよびジュラ紀-前期白亜紀もしくは前期白亜紀のスピライト-輝緑岩-ジャスパーの組み合わせからなる。Elizaveta 岬(シュミット半島の東側の岬)の近くの本帯西部は、フリッシュタービダイトシーケンスが蛇紋岩メランジで覆われる。本研究の対象地域である西部(西シュミット帯)は、Elizavetinskaya 帯と南北方向の走向移動断層で境される。西シュミット帯は、中生代と新生代の堆積岩・火山性堆積岩(Mariisky シーケンス)からなり、古第三紀の半深成貫入岩(Espenberg コンプレックス; K-Ar age=26–25 Ma)によって切断される。新生代の岩石は、Machigarskaya (海成-陸成層と安山岩、トラカイトなど; Eocene-Oligocene) 層, Tumskaya (礫岩; Oligocene) 層, および Pil'skaya (グロコナイト砂岩を挟在した細粒・珪質岩; Neogene) 層からなる。

(君波和雄)

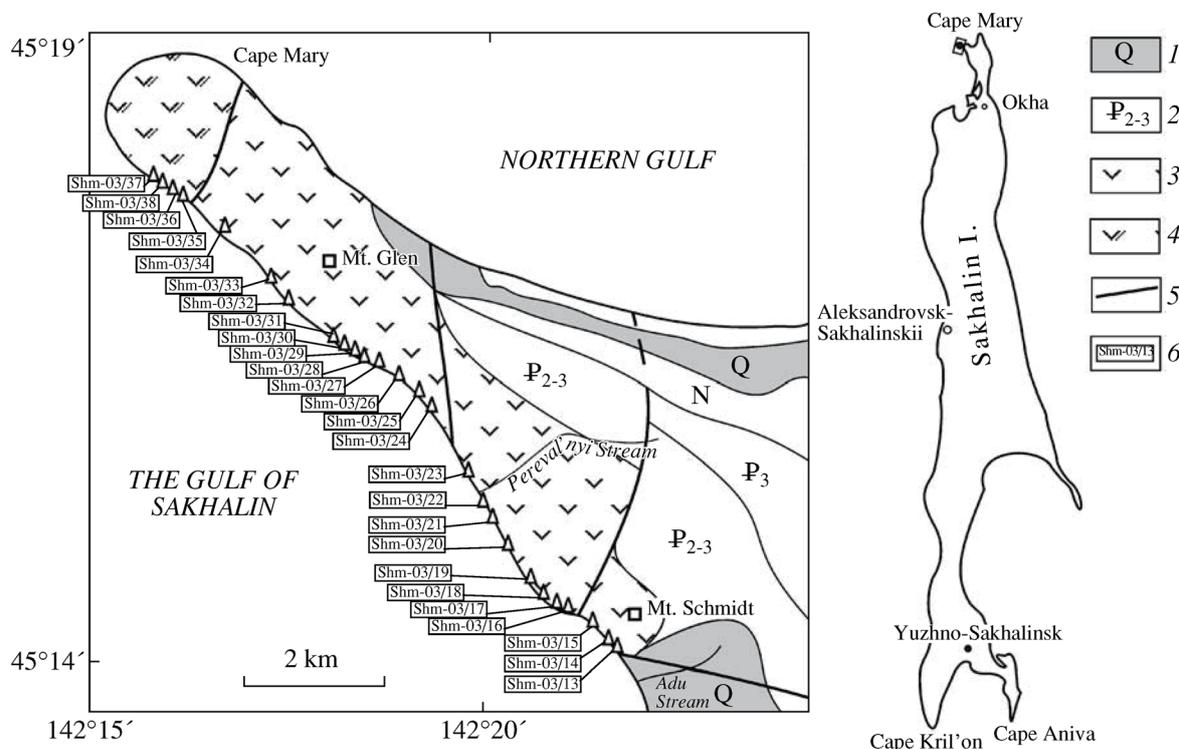


Fig. 1. Sampling localities of the volcanic rocks of the Mariisky sequence and vent extrusion of Cape Mary, Schmidt Peninsula. Modified after the GDP-200 map [4]. (1) Quaternary deposits; (2) formations with age indices; (3) early Cretaceous volcanic and volcanogenic-sedimentary rocks of the Mariisky sequence; (4) vent extrusions of Cape Mary; (5) fault; (6) number and locality of samples.

Werner, R., Baranov, B., Hoernle, K., van den Bogaard, P., Hau, F. and Tararin, I., 2020, Discovery of ancient volcanoes in the Okhotsk Sea (Russia): New constraints on the opening history of the Kurile back arc basin. *Geosciences*, **10**, doi:10.3390/geosciences 10110442.

本論では、千島弧の背弧火山である Hydrographer Ridge と千島海盆の北西大陸縁にある新たに発見された火山列 (Sonne 火山群) から採集された試料の地球化学的 (主要成分, 微量成分, 同位体) データと放射年代を報告する。40Ar/39Ar 年代と地球化学的データは, Hydrographer Ridge (3.2–3.3 Ma) と Sonne 火山群 (25.3–25.9 Ma) の微量元素と同位体が千島弧のそれらとよく類似していることを示しており, 共通のマグマソースに由来することを示唆。Sonne 火山群の年代は千島海盆拡大の時期を示しており, 1.3–1.8 cm/y の遅い背弧拡大速度を示唆。千島前弧の既報データと本論のデータは, 沈み込みのプロセス, 千島海盆の拡大および弧前面の展張が同時的に起こったこ

と, および背後における展張と千島弧前面における展張は同じメカニズムに起因することを示唆している。

<訳者注 (考察から): Sonne 火山群の地球化学的特徴は, それが千島弧の一部をなし, 千島海盆の拡大によって千島弧から分離したことを示唆。移動距離は, 26 Ma 以降に少なくとも 200 km。千島海盆の拡大年代は, Sonne 火山群の年代以降。中央千島の前面部分にこれまで知られていなかった展張構造が発見された (Fig. 9 の KFES)。この展張構造は, outer high (Vityaz Ridge) を 2 つに分割。Vityaz Ridge の斜面下部から火山岩・火山堆積岩コンプレックス (trachytic, trachy-andesitic 溶岩, 礫岩・砂岩) がドレッジ (Fig. 1 の紫ダイヤモンド) されている。K/Ar 年代や花粉分析は, これらの溶岩・堆積岩が後期漸新世 (27.5 Ma) であることを示す。

千島海盆の拡大に関しては 2 つのモデル: 1) 南側への拡大。このモデルは KFES をうまく説明できない, 2) 海盆の伸びの方向に直交した拡大軸。>

(君波和雄)

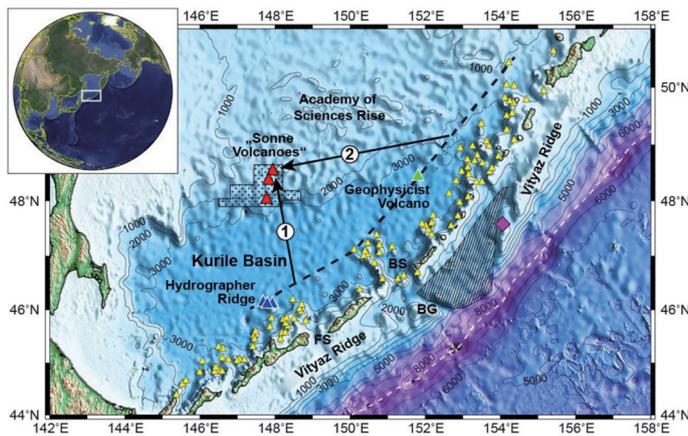


Figure 1. Location of the submarine volcanic edifices in the Kurile Island Arc system. Small yellow triangles indicate volcanoes according to Avediko et al. (1992) [14]. Large red triangles mark volcanic edifices discovered during the R/V Sonne cruise SO178 and large dark blue (Hydrographer Ridge) and green (Geophysicist volcano) triangles back arc volcanoes which have been investigated in the framework of the German–Russian KOMEX project. Black dashed line connects young or recent back arc volcanoes located at the greatest distance from the trench axis (white dashed line). Black numbered arrows mark the migration track of the “Sonne Volcano” by spreading in (1) SW–NE directions or (2) NNW–SSE direction (2). Arrow #1 roughly corresponds to the axis of the basement rise in the central part of the Kurile Basin. The dotted polygon indicates the area mapped by multi-beam echo-sounding on SO178. The shaded area marks the extent of a recently discovered fore arc extension structure (e.g., Lelikov et al., 2008 [15], Emelyanova et al., 2012 [16]). The purple diamond shows the location of the dredge hauls on the Vityaz Ridge which yielded the trachy-andesite discussed in this study. The base map is from “The GEBCO_2014 Grid, version 20150318, <http://www.gebco.net>”. Contour interval is 1000 m. BS = Bussol Strait, FS = Frisa Strait, BG = Bussol Graben.

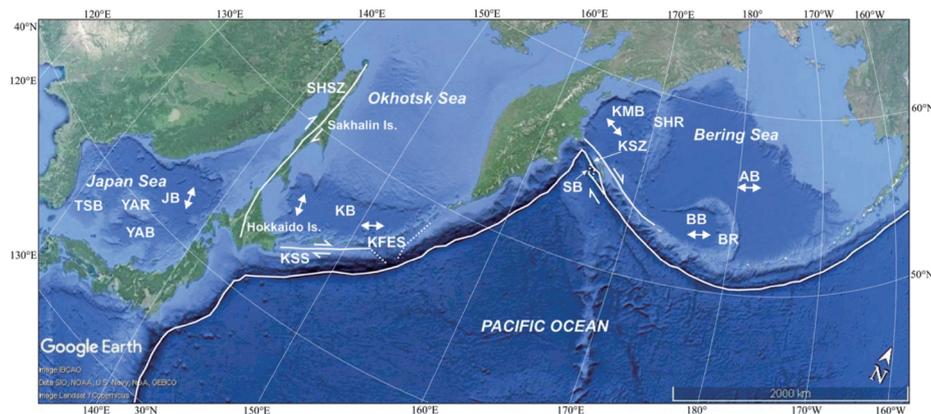


Figure 9. Marginal seas of the NW Pacific and their back arc basins: AB—Aleutian, BB—Bowers, kmB—Komandorsky, KB—Kurile, JB—Japan, YAB—Yamato, TSB—Tsushima. Ridges and rises separating the back arc basins: BR—Bowers, SHR—Shirshov, YAR—Yamato. Extension structures in the Aleutian and Kurile fore arcs: SB—Steller Basin (Baranov et al., 1991 [52]), KFES—Kurile Fore Arc Extension Structure (Laverov et al., 2006 [50]). The white line marks the trench axis, white lines with arrows indicate active shear zones: KSZ—Komandorsky (Baranov et al., 1991 [52]), SHSZ—Sakhalin–Hokkaido (Jolivet et al., 1987 [3]), KSS—Kurile Sliver Shear (Kimura 1986 [53]). White lines with arrows at both ends mark the opening direction of the back arc basins. Two opening directions are suggested for the Kurile Basin: NNW–SSE direction in Middle Miocene and NE–SW direction later than Late Miocene (TuZino and Muramaki 2008 [54]).

De Grave, J., Zhimulev, F.I., Glorie, S., Kuznetsov, G.V., Evans, N., F. Vanhaecke, F. and McInnes, B., 2016, Late Palaeogene emplacement and late Neogene–Quaternary exhumation of the Kuril island-arc root (Kunashir island) constrained by multi-method thermochronometry. *Geosci. Front.*, 7, 211–220.

千島列島は、弧–海溝システムを構成し、沈み込み帯に沿って東部北海道からカムチャッカに伸びる。現在の弧は、新第三紀の基盤とそれを覆う安山岩や活動的な成層火山からなるいくつかの火山島から構成される。国後島は、千島弧の南西端、北海道の直ぐ沖に位置し、本論の研究対象である。国後島は、後期中新世から鮮新世の火山岩からなる下部コンプレックスおよびそれを覆う（玄武岩質）安山岩質溶岩流・凝灰岩と4つの活動的火山からなる上部コンプレックスから構成される。下部コンプレックスには、Prasolov/Dokuchaev 火成コンプレックスと呼ばれる貫入岩が火山岩の下に存在する。より分化したトータル岩–花崗閃緑岩質の岩石がこれらの小さな貫入岩体から採集された。31 Ma の LA-ICP-MS U/Pb 年代を示す前期漸新世ジルコンが Prasolov コンプレックスから得られ

た。この事実は、国後島の基盤が従来考えられていたよりも古いことを示す。熱年代学（燐灰石のフィッシュョン・トラック、U–Th–Sm/He およびジルコン U–Th/He 解析）は、1.9–0.8 Ma の He 年代をもつ国後島の火成基盤は、更新世に現在のレベルまで急速に差別的な上昇をしたことを示す。国後島の北部は、現在までにより大きく上昇した。

(君波和雄)

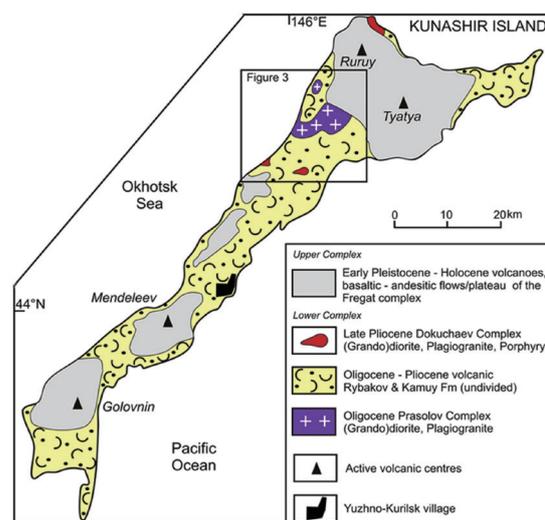


Figure 2. General geological map of Kunashir Island, southwest Kuril Islands (based on Kovtunovich et al., 2002). Location for Fig. 3 is indicated.

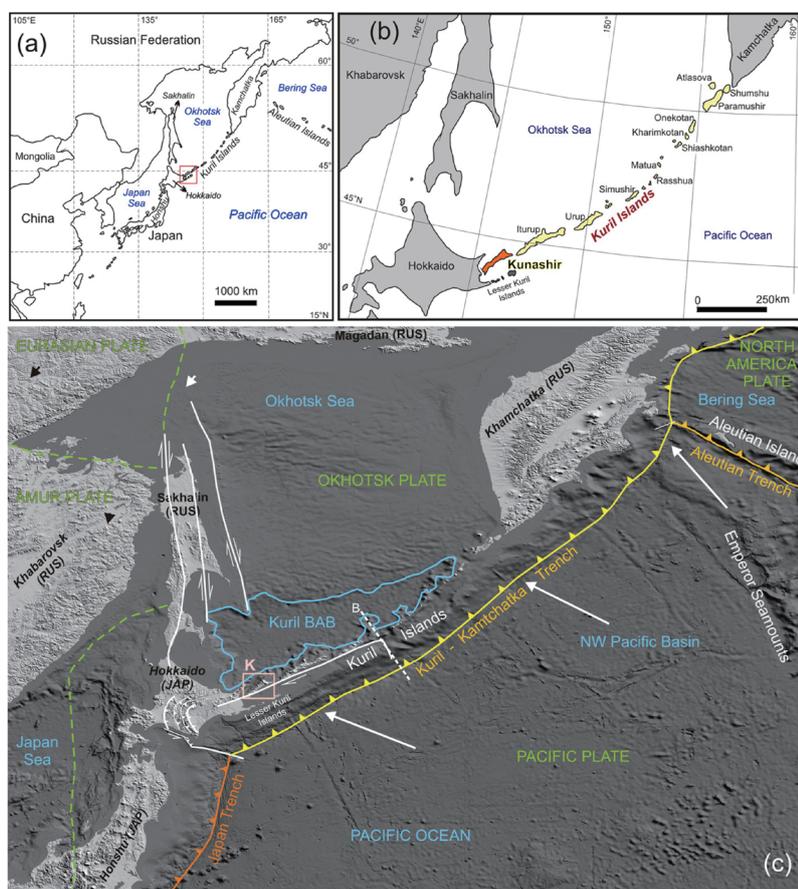


Figure 1. (a) General location of the Kuril Island arc in the Northwest Pacific, (b) position of Kunashir Island in the Kuril arc and general regional geographic setting, and (c) tectonic sketch map of the Kuril island arc. The study area, the island of Kunashir (K), is indicated by the red box.

赤松守雄氏を偲んで

嵯峨山 積

長年、北海道開拓記念館（現 北海道博物館）に勤務され、北海道の地質と貝化石の研究を行ってきた赤松守雄氏は、昨年11月頃に肺炎にかかれ、本年（2022年）2月2日に逝去されました。

私の手元にある赤松さん著書の「北海道の自然史」（2003年、北方新書、282p.）には以下の略歴と著書が書かれています。

略歴 1943年 札幌市生まれ

1970年 北海道大学大学院理学研究科地質学鉱物学専攻修士課程修了

1970年 北海道開拓記念館開設準備事務所

現在 北海道開拓記念館 特別学芸員（理学博士）

著書 「概説 地球科学」共著（1966年 朝倉書店）

「地形と地質」共著（1996年 札幌市教育委員会）

「新版地学辞典」共著（1996年 平凡社）

「クビナガリユウからステラーカイギユウ -かせきにみる世界の海-」共著（1997年 北海道開拓記念館）

「北の大地」共著（1999年 北海道開拓記念館）

「恐竜とアンモナイトの世界」共著（2000年 北海道開拓記念館）

赤松さんとの出会いは、私が1974年に北海道立地下資源調査所（現 北海道立総合研究機構エネルギー・環境・地質研究所）に就職した時です。当時は、開拓記念館の北川芳男学芸部長を中心に野幌丘陵の地質研究が精力的に進められていました。その成果は下位より裏の沢層、下野幌層、音江別川層、竹山礫層、もみじ台層、小野幌層という層序の確立に至っています。赤松さんは、これらの知見を基に石狩平野の地下地質の解明へと進めていき、1984年には松下勝秀氏との共著で「石狩平野西部地下における更新統の貝化石群と層序区分」（第四紀研究、第23巻、183-195）を公表しています。

赤松さんからは、第四紀地質について多くのことを教えていただきました。その一つは珪藻化石についてです。私の就職時は野尻湖（長野県）の発掘調査が盛んに行われていた頃で、そこでは珪藻分析が調査手段として大きな力を発揮していました。赤松さんは北海道でも誰か珪藻分析をと考えていた様で、ある時（1980年頃?）、「珪藻分析をやってみないか」と私に言われました。何の用事で開拓記念館を訪れたかはすっかり忘れてしまいましたが、食堂で赤松さんとコーヒーを飲みながらの話は鮮明に覚えています。そんな一言から、やってみようという気になり、1982年



赤松さん（1980年4月撮影）

10月に大阪大学教養部に行き、小泉 格先生から珪藻分析の手ほどきを受けました。

現在の石狩平野の地下地質研究について、赤松さんは何と云われるでしょう。「まだまだ甘い」と叱咤激励されるかもしれません。あるいは「分かった」と言われるかもしれません。教えていただきたいことは沢山ありますが、かなわない願いとなりました。

謹呈していただいた「北海道の自然史」に添えられた手紙には「30余年の研究成果の一部を本として刊行」、「今後はマイペースで行きたい」と書かれ、「次の北海道の諸問題は貴兄達が中心となって」と追記されています。北海道の第四紀地質の研究を更に発展させ、次の世代にバトンタッチすることを赤松さんに誓い、ご冥福をお祈りいたします。

編集後記

ここに総合地質第6巻をお届けします。今年度も総説や論説など10件の投稿があり、バラエティに富んだ巻となりました。査読者・校閲者による建設的かつ丁寧な査読・校閲は、それぞれの論文を改善する上で大いに役立ちました。査読・校閲者は、大藤 茂, 能條 歩, 川村信人, 君波和雄, 岡村 聡, 加藤孝幸, 岡 孝雄, 宮下純夫(敬称略)の諸氏です。ここに記して深く感謝申し上げます。今号は分厚くなりましたので、書評に関しては掲載しませんでした。次号からは書評や本の紹介などもぜひ掲載したいと考えています。また、君波委員長を引き継いで、3年間編集・割り付け作業をおこなってききましたが、新しい編集委員を迎えて、次の世代へ引き継ぐ準備もおこなっていきたいと願っています。来年度の第7巻への投稿受付は5月～6月頃を予定しています。次号も多彩な原稿が多く集まることを期待しています。

新型コロナ感染は思いの外長期戦となっていますが、この3年近くの多くの制限が解除され、多くの社会的活動も復活しつつあります。地球温暖化による熱波や干ばつ、洪水、一方、ロシアのウクライナ侵略や統一教会問題など、世界も日本も揺れ動いています。HRCGの活動は変わりなく発展することを願っています。

編集委員長 宮下純夫

発行者 NPO 法人 北海道総合地質学研究センター (HRCG)
札幌市南区真駒内上町5丁目5番6号
URL: <http://www.hrcg.jp/>
E-mail: office@hrcg.jp, 電話 080-5830-2016
印刷 (株)三誠社 札幌市中央区北8条西18丁目2-10



HOKKAIDO RESEARCH CENTER OF GEOLOGY

E-Mail: office@hrcg.jp Phone: 080-5830-2016 URL: <http://www.hrcg.jp>

特定非営利活動法人 北海道総合地質学研究センター
主事務所：005-0012 札幌市南区真駒内上町5丁目5番6号
連絡事務所：069-0813 江別市野幌町58番地の7