

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-chyo 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@digi.co.jp

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

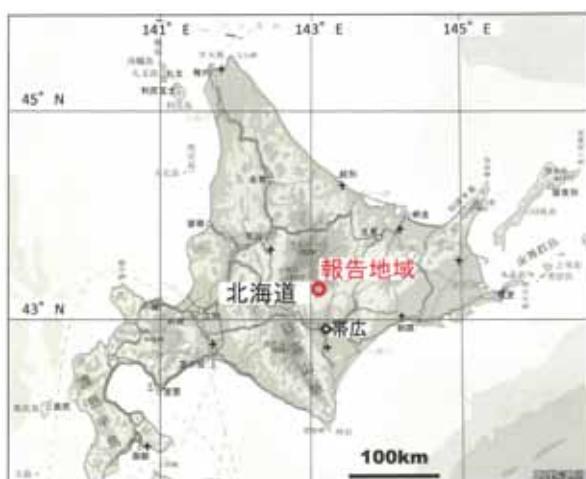
はじめに

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年を行った(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。

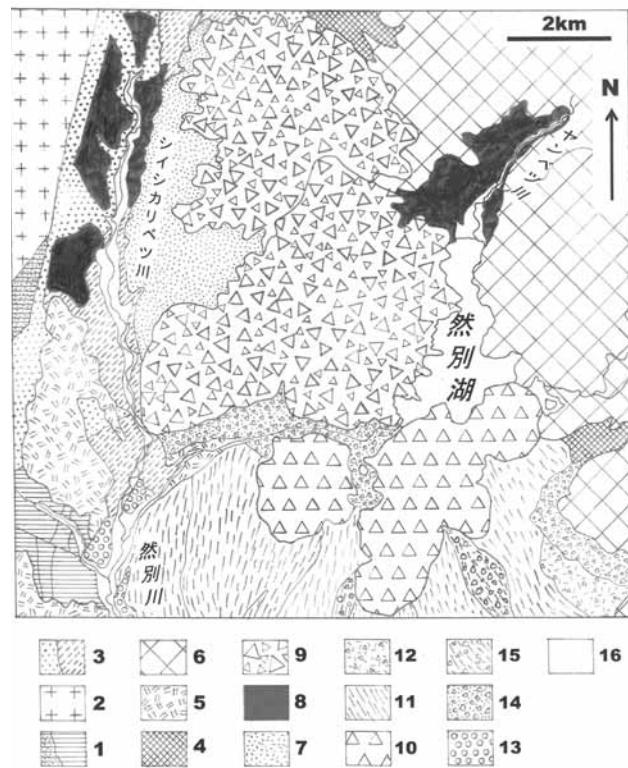
そこで、ヤンベツ層に関わる地形・地質調査を進めると共に、その年代と堆積環境・古気候を解明するため、主要な露頭の層相観察を行い、採取試料についてAMS¹⁴C年代測定および花粉分析を行った。その結果、ヤンベツ川下流域におもに高低2段の段丘面（中位・低位）が認められ、ヤンベツ層はこれらの構成堆積物であることが判明した。また、中位段丘堆積物最上部中に見出された降下火山灰層の火山灰分析を行った結果、大雪御鉢平カルデラ起源のものであることが判明した。

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。本論文の査読にあつては、君波和雄氏、岡村 聰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：火碎流堆積物、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、シイ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：火碎流堆積物（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：ヌクリパクシュベツ層、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（西ヌクリカウシヌプリ・東ヌクリカウシヌプリ・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。

堆積盆地の堆積物で、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。vii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ず、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、シイ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碎流

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碎流（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ョ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50m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・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

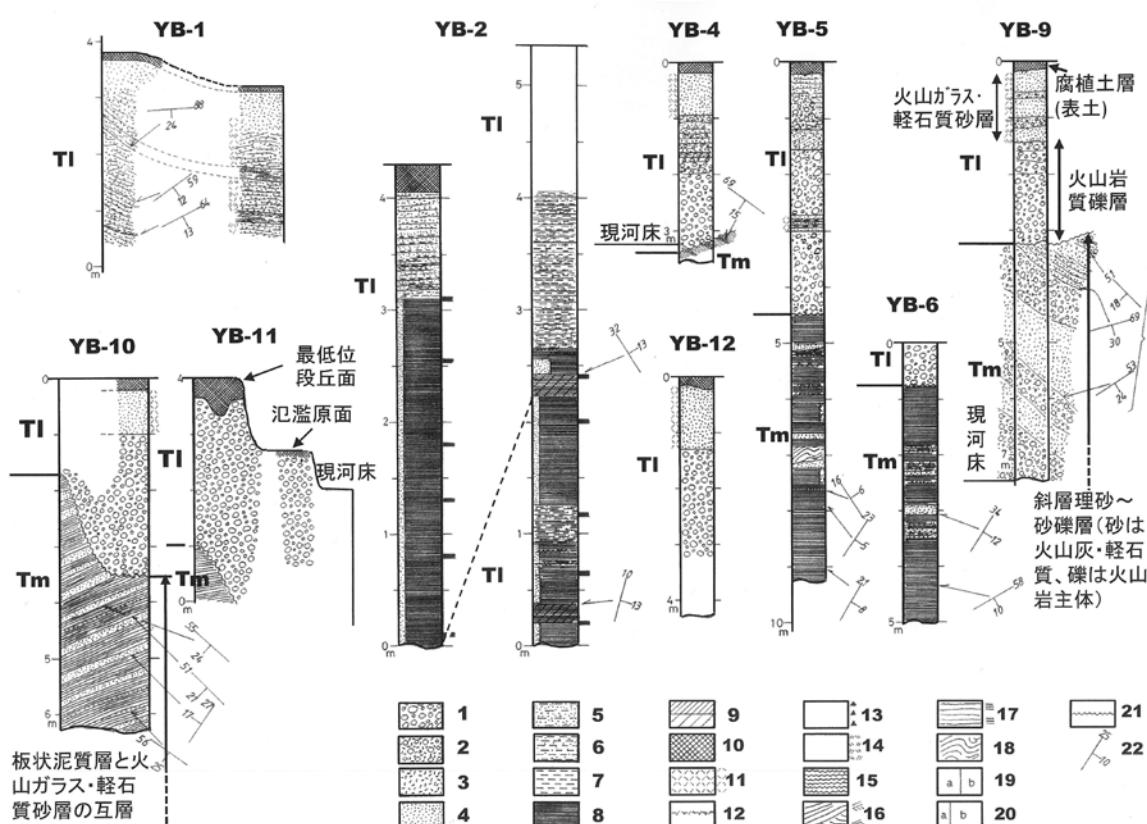


第3図：ヤンベツ川下流域の段丘面区分とその堆積物の分布。調査地点の位置を強調して示す。

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。写真撮影を行なながら観察するとともに、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20～25m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、糠平温泉に向かう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（Tl）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。地形図のセンター状況からは周囲の山地寄りの部分に標高850m～870mの緩斜面があるよう見えるが、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3m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ボリュート葉理, 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いる。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。

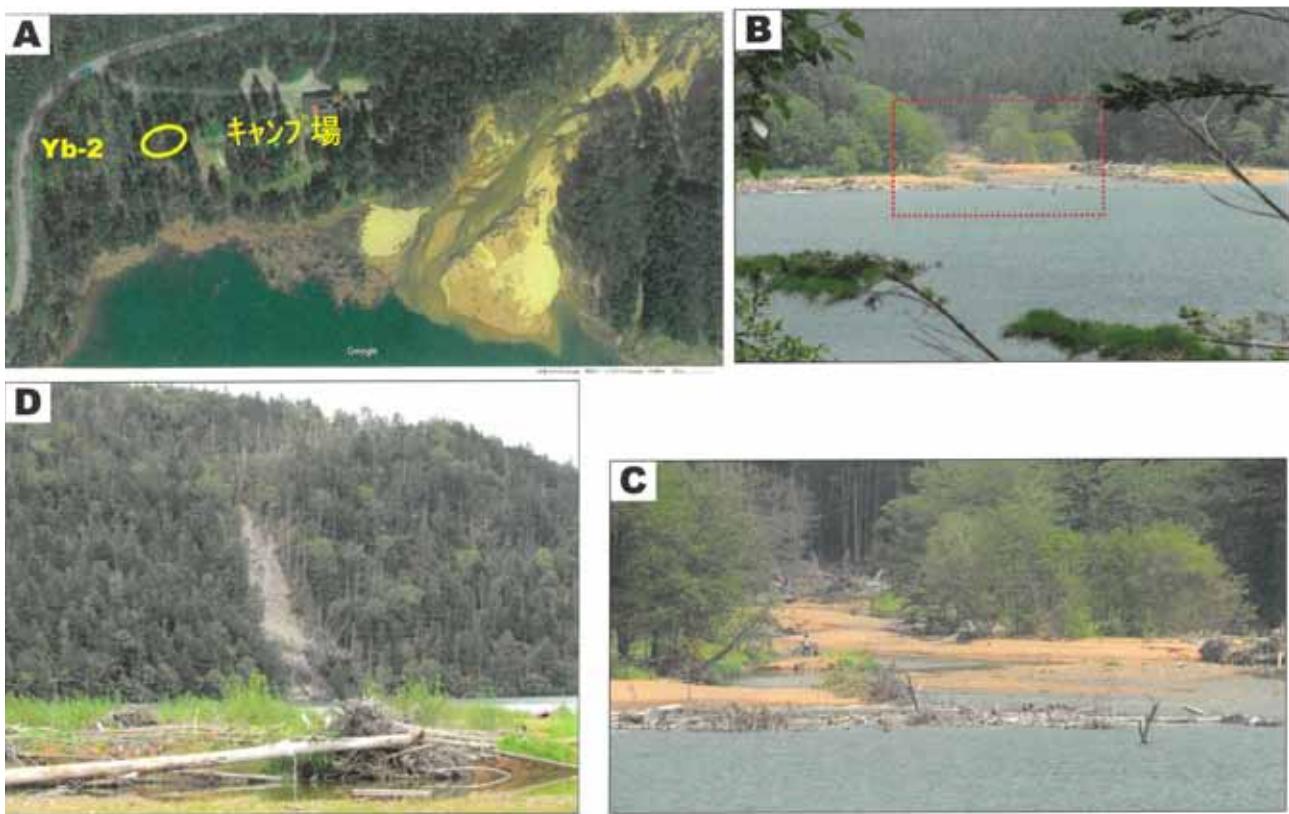
2. 然別湖北岸キャンプ場付近

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がある。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。

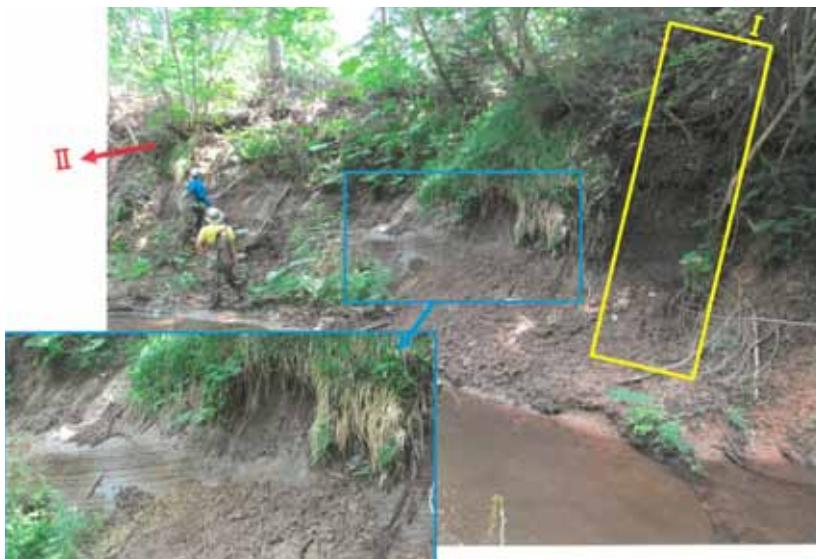
東岸大露頭（YB-8）の北側（上流側）に隣接して YB-9 地点がある（第3, 4図）。ここでは現河床からの比高約 4 m の不整合面から上位に厚さ 3 m あまりの段丘堆積物が重なる。段丘堆積物はその構成が YB-4 地点に類似して、下半部 1.5 m が火山岩質礫層で、上半部 1.2 m は火山ガラス・軽石質砂層（一部に火山岩質砂礫を互層状にはさむ）、最上部 15～20 cm は腐植土層（表土）であり、隣接の YB-8 地点の中位段丘堆積物との関連も顧慮に入れると、低位段丘堆積物（Tl）と見なされる。露頭の下半部は斜層理の顯著な砂～砂礫層（砂は火山灰・軽石質、礫は火山岩主体）よりなる。隣接の 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 700 m 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 3～10 cm 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 100 m 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 4 m 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 70 cm 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 3 m 弱で、段丘堆積物は礫層主体で、最上部に約 15 cm の腐植土層（表土）をともなう。さらに低い面は現河床からの比高さ 2 m であり、氾濫原面と見なした。

YB-11 地点から 100 m 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 4 m 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。



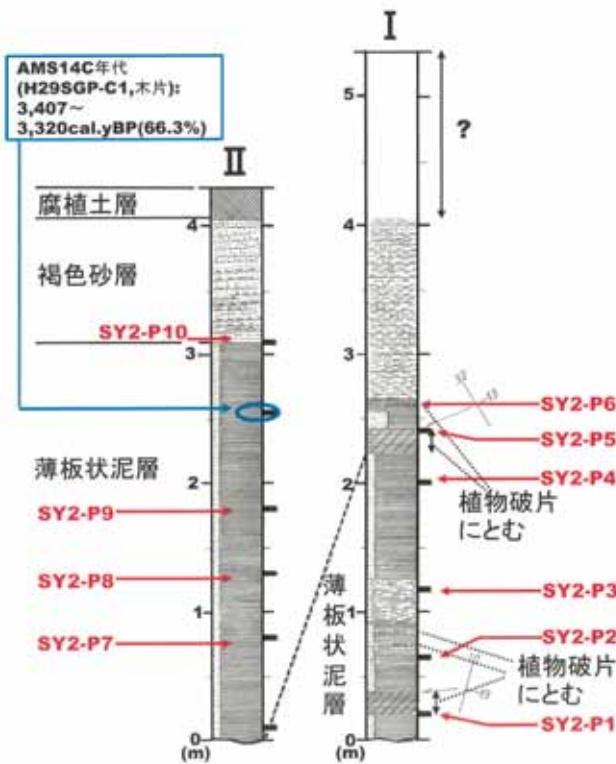
第6図 キャンプ場西側河崖露頭(YB-2地点)の2015年8月初旬調査時の状況。黄色枠部分は柱状図作成I部分、写真左側に同じくII部分がくる。

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



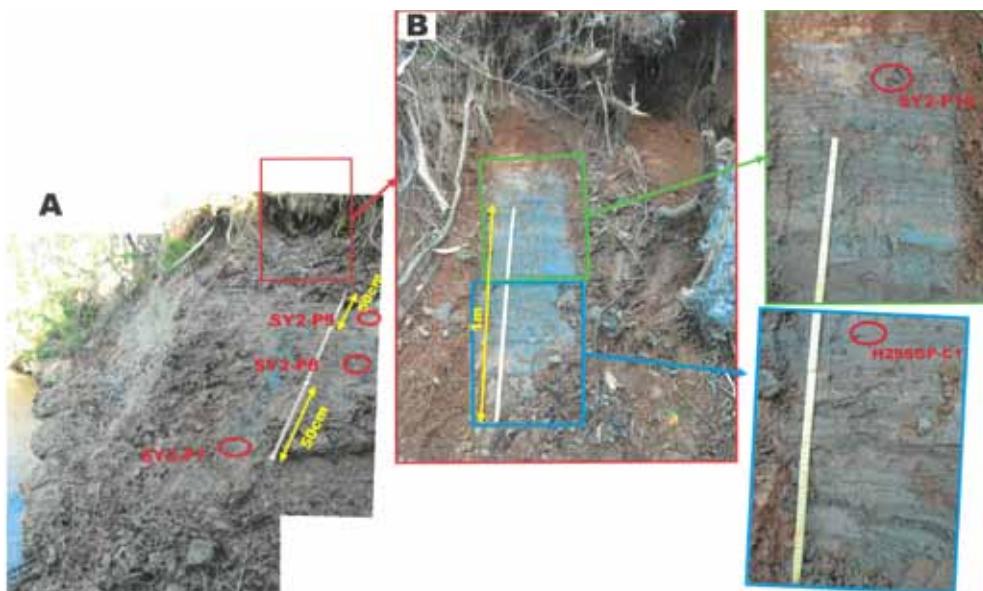
第7図 YB-2地点の柱状図。凡例は第4図に従う。



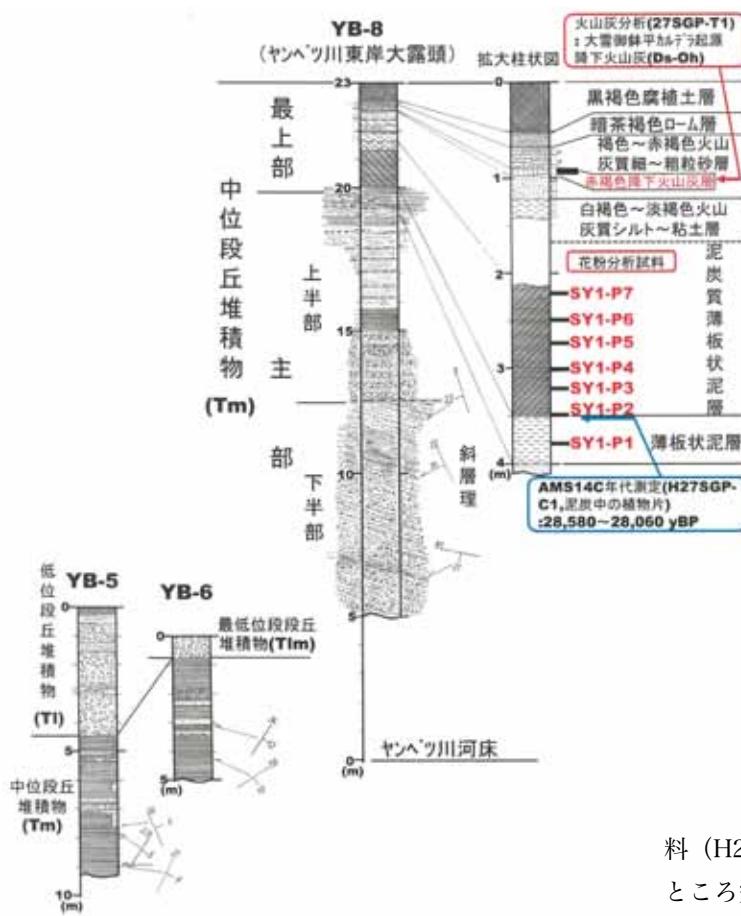
第8図 YB-2地点のI柱状図作成部分。赤丸印は花粉分析に供した試料採取部(SY2-P1～6)。

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5 mあまりの比高があるが、4 m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～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4.2 m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25 cm；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。

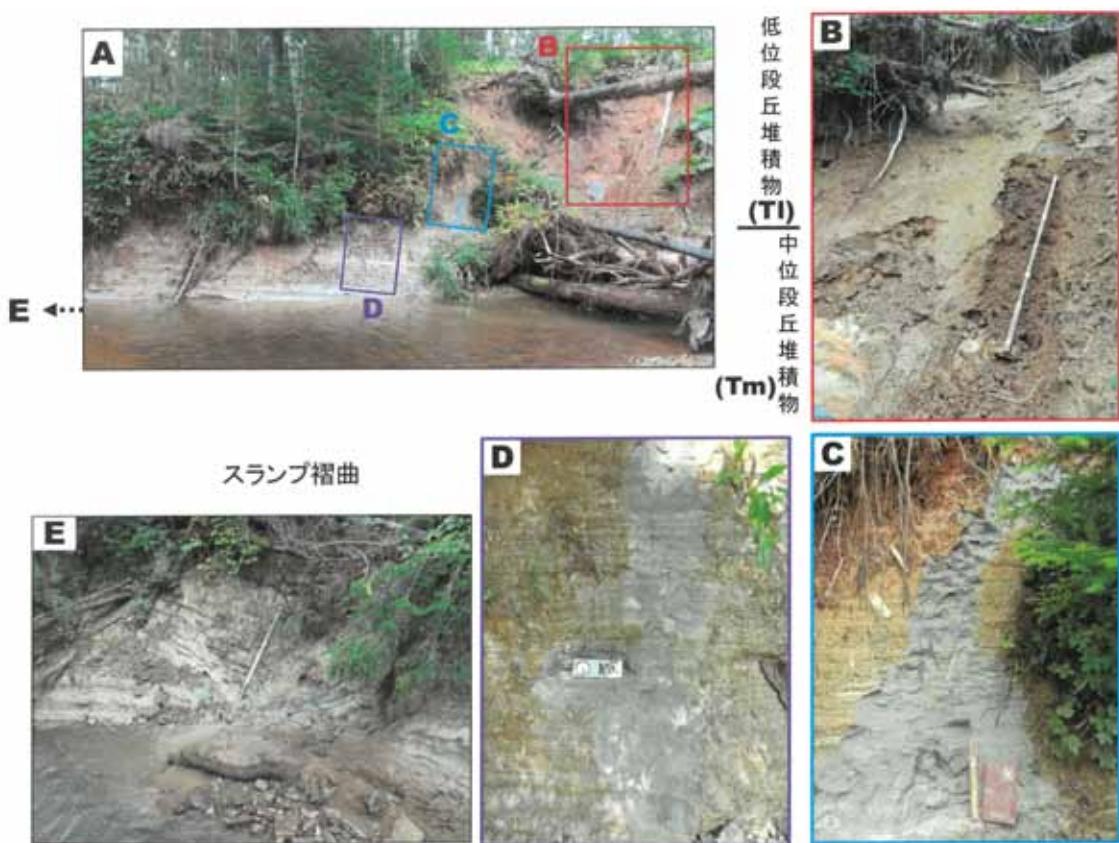
土), ii) 褐色砂層 (褐色～赤褐色葉理細～粗粒砂；厚さ1 m弱), iii) 薄板状泥層 (3.1 m+) を確認した (第7図II, 第9図A・B)。これらのうちiii中で5点の試料を採取し、うち4点を花粉分析用とし (SY2-P7～10), 上位より3番目のものをAMS¹⁴C年代測定用とした (H29SGP-C1)。試料分析の項で明らかのように、試

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。

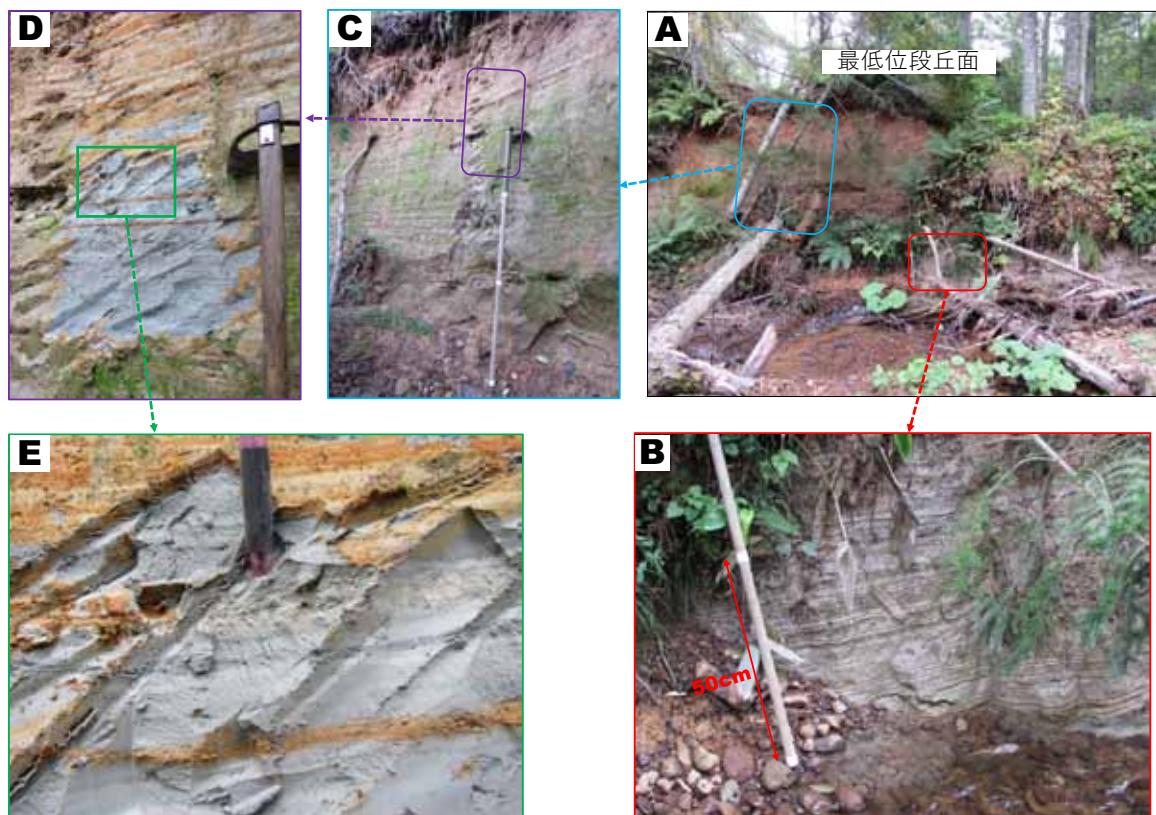
2. ヤンベツ川東岸大露頭付近 (YB-5～8地点)

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



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）の全容を下流側からとらえる。下は露頭東半部（上流側）で主調査部分。2017年9月撮影。

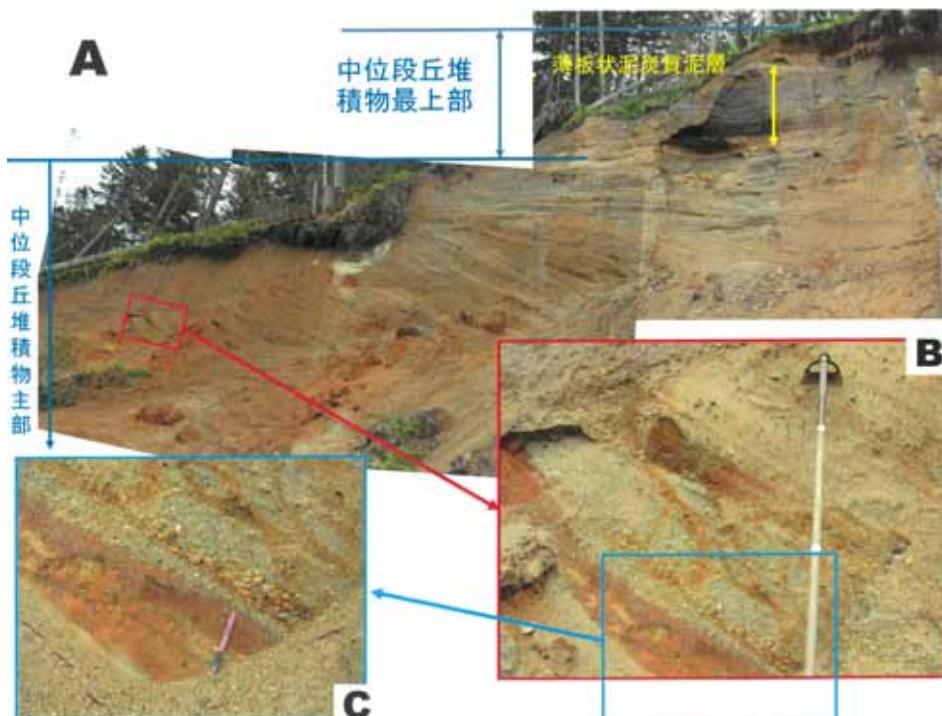
より4.5m高以上に低位段丘堆積物Tl（厚さ4.5m）が重なる（第10図、11図A・B）。Tlは一部砂質層をはさむが、礫～砂礫主体で、最上部に25cmの腐植土層（表土）をともなう。段丘面は糠平温泉越えの道道が載る面に一致し低位段丘面に相当する。Tlの下位5m+はほぼ一様な薄板状泥相より構成され、中位段丘堆積物（Tm）の一部と見なされる。この薄板状泥相は粘土～シルトよ

りなり、10cm+～1cm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～砂質部の繰り返しはいわゆる“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がある（第11図E）。

YB-6地点（第10、12図）については現河床から約5m高に段丘面があり（第12図A）、最上部に厚さ約1m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4.2m+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ると見なされる。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24m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15m+；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7.5m+）と上半部（7.5m+）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



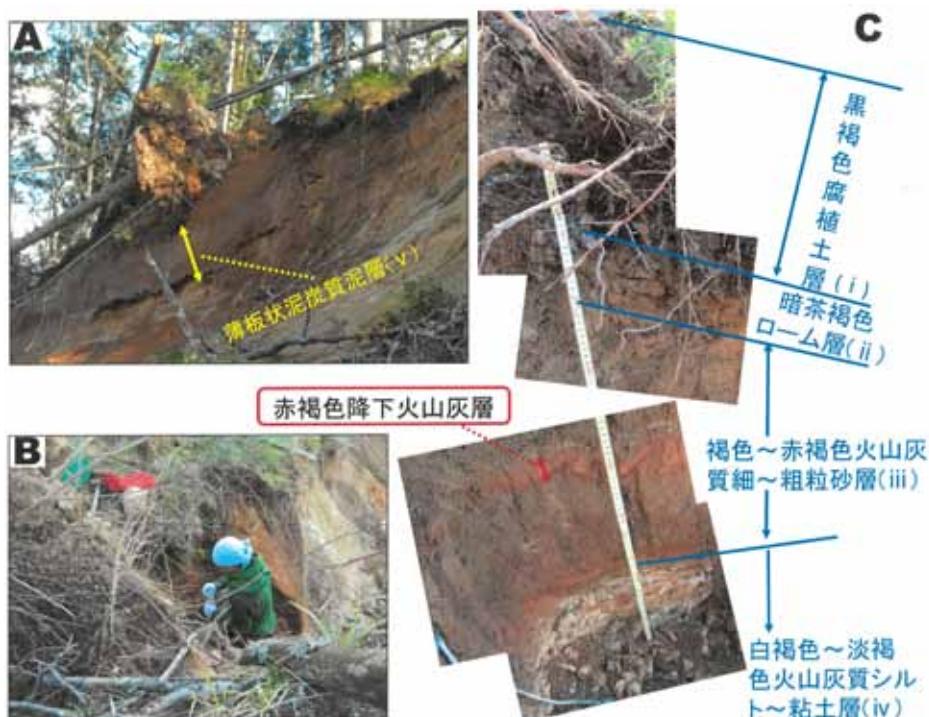
第14図 YB-8地点の中位段丘堆積物主部の調査（2017年7月初め、9月中旬）。A：露頭全容（斜層理の顕著な砂～砂礫層で、三角州の堆積相を示す）。B：Aの赤枠部分の拡大写真（斜層理）。C：Bの青枠部分の拡大写真。

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

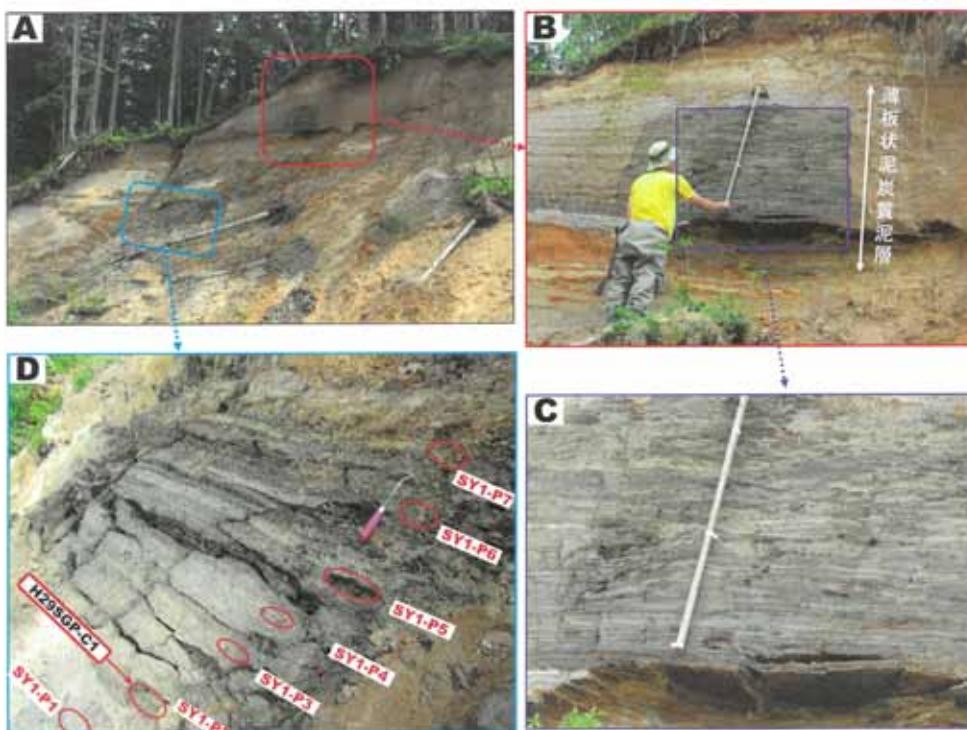
10, 15, 16図)。iiiはいわゆるロームであり、風成層と見なされる。iiiの中間に挟まれる厚さ5～8cmの赤褐色シルト～細粒サイズ火山灰層から火山灰分析試料(H27SGP-T1)を採取した(第15図C)。vについては、露頭そのものでの試料採取が困難であることから(第16図B), ブロックとしてずり落ちたものを認め(第16図D), その部分から分析試料を7点採取し、花粉分析用(下位よりSY1-P1～7)とした。さらにSY1-P2についてはAMS¹⁴C年代測定試料(H27SGP-C1)にも供用した。

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位の部分. 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. 赤枠みの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.

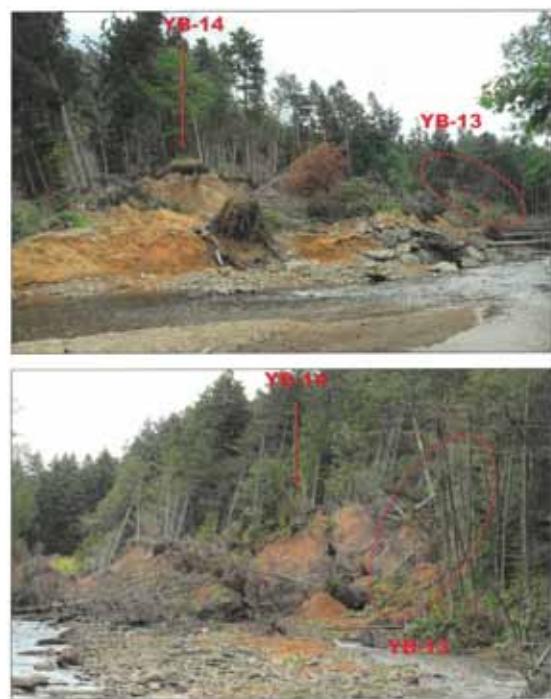
山田温泉東側大露頭はヤンベツ層の模式地（露頭）とされている（山岸・安藤, 1982）。本露頭はヤンベツ川東岸大露頭と同様に中位段丘に該当する。グーグルマップ2018空中写真（第17図）からは河岸段丘部の半円状に崩壊した地すべり様地形（南北120m×東西50m前後）が確認できる。この地すべりは2016年8月の台風による豪雨で生じたようであるが、崩壊の様子は現地でとらえると、多数の崩壊ブロックが川へ向かって次から次へ押し出されていることが明らかである（第18図）。この崩壊地の南端部のYB-13地点と北東部中央寄りのYB-14地点の柱状図を第19図に示す。

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15m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6m+（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～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30cm；第21図D）、ii：薄板状泥層（10.5cm、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（3.7m）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。

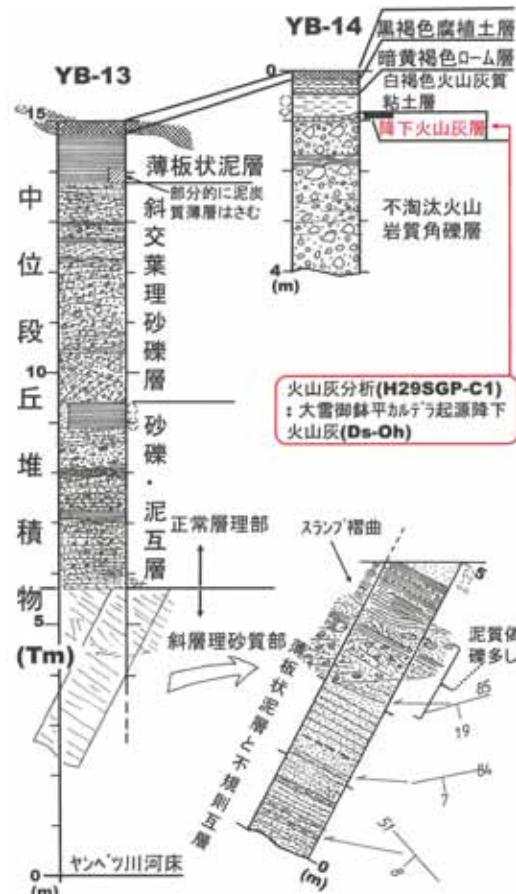
YB-14地点とその周辺は地すべりにより、地割れ状に



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纖維分を分離し、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。

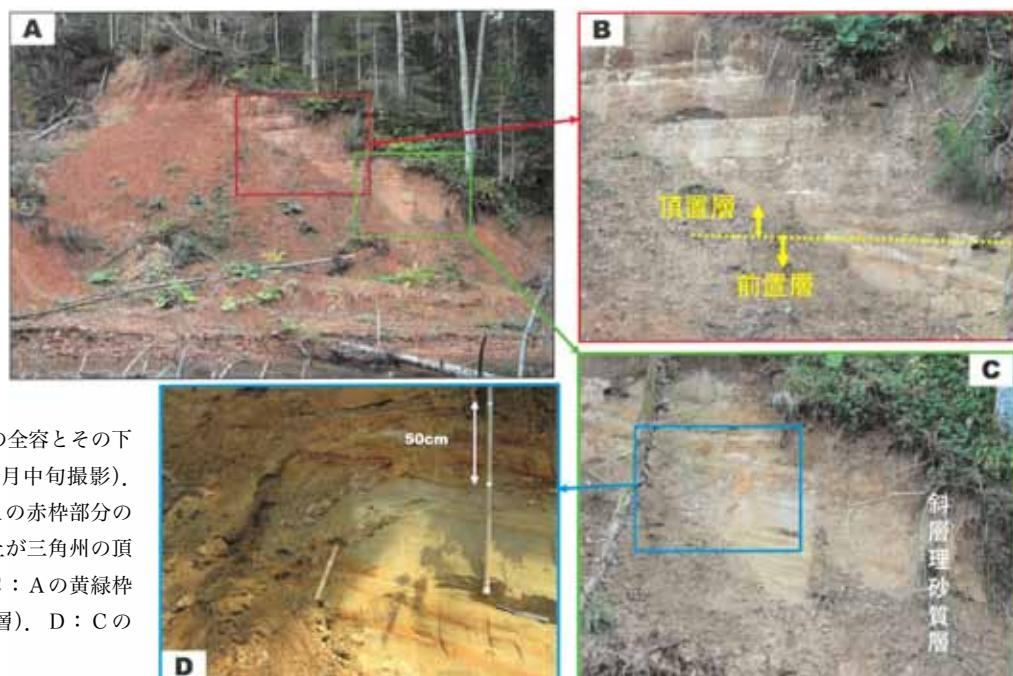
測定結果は第 1 表にまとめて示す。それぞれ、Intcal 13 (Reimer et.al.,2013) を適用して（第 23 図）、暦年への較正を行った。H27SGP-C1 については暦年 BC 26,630～26,110 cal.y (BP 28,580～28,060 cal.y) であり、その年代は 28.3ka で、MIS2 (Ishiwa et. al.,2019) よりば 2.9 万年前～1.4 万年前頃）中の最終氷期最寒冷期前の時代である。H29SGP-C1 については暦年 (66.3%) BC 1,458～1,371 cal.y (BP 3,407～3,320 cal.y)、(25.8%)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

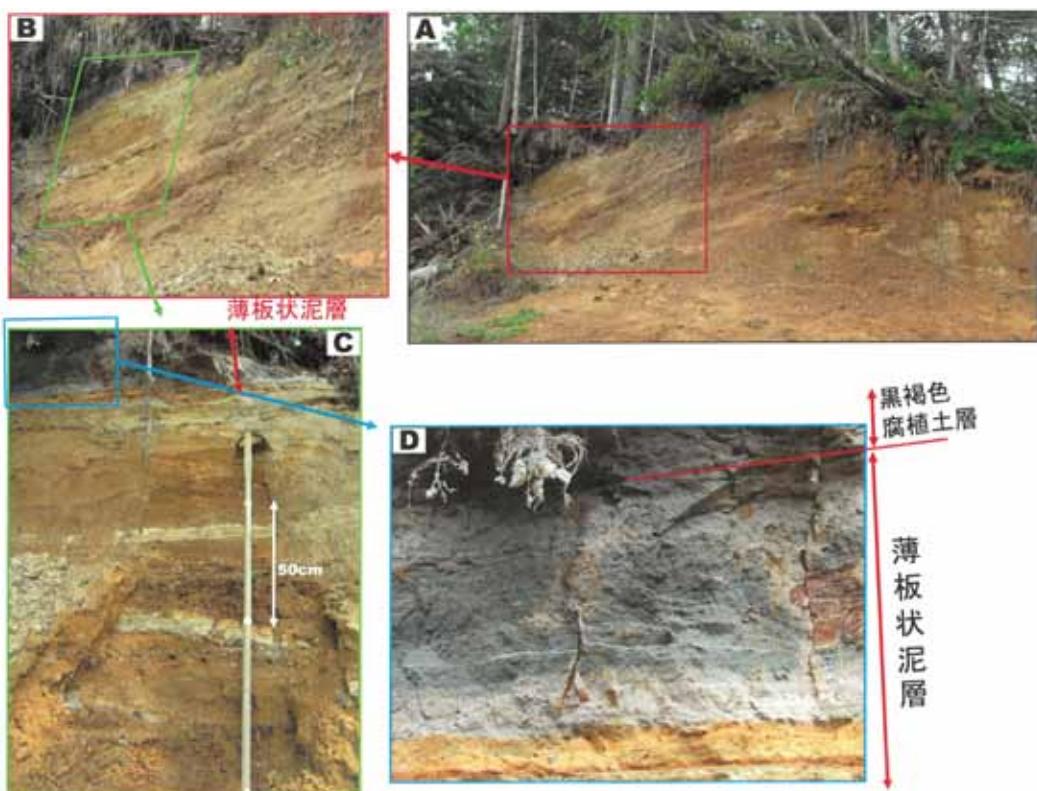
分析は古澤（1995, 2003）および古澤ほか（2018）の方法にはほぼ準じて、前処理、粒子組成分析（プレパラート作成・検鏡）、屈折率測定および主成分分析（薄片作成・分析）を行った。

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、このことからは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

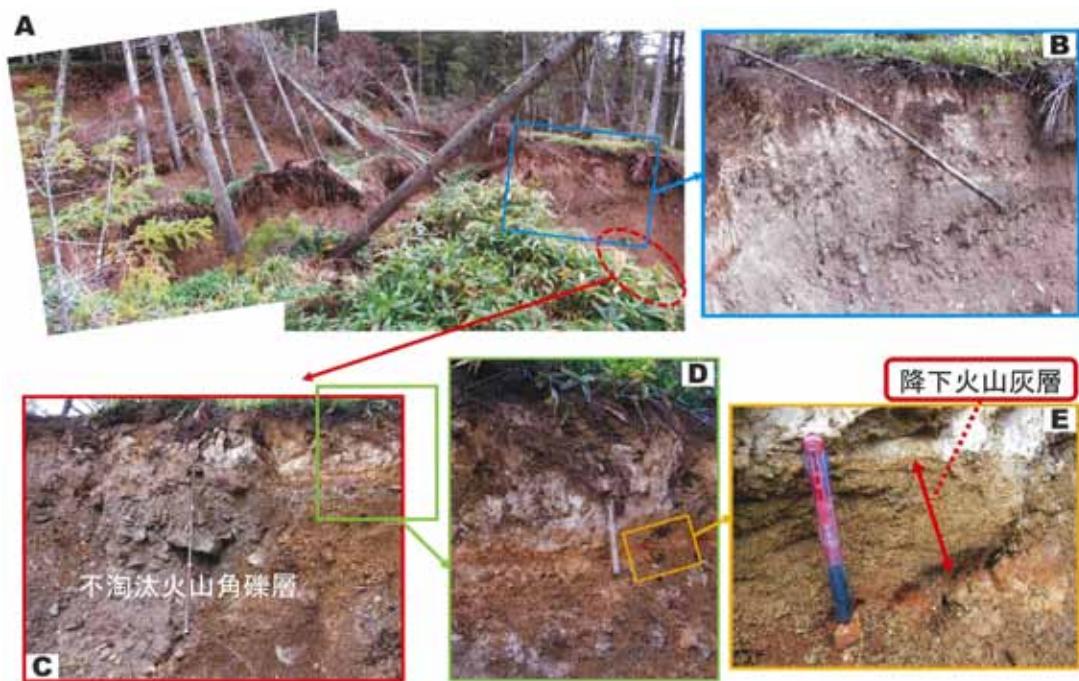


第 20 図 YB-13 地点露頭の全容とその下部の写真集（2017 年 9 月中旬撮影）。

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、 SiO_2 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 SiO_2 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。

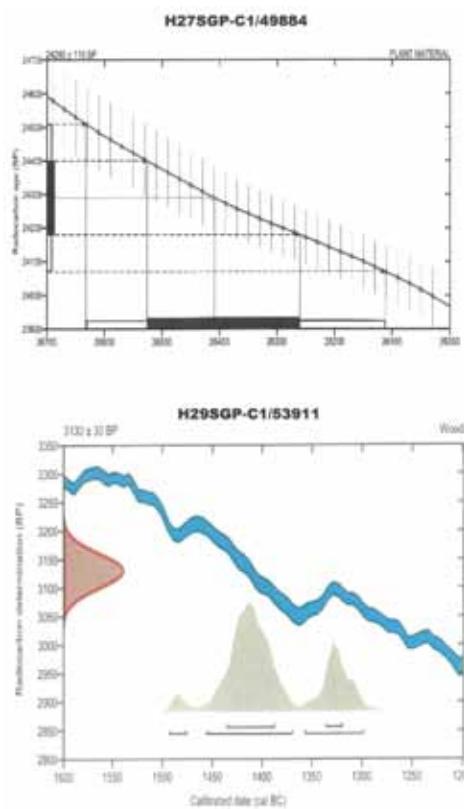
作製したプレパートは400倍の光学顕微鏡で検鏡した。検鏡にあたっては、各試料について、花粉および胞子数の合計200個以上を同定した。化石の産出率については、木本花粉はその総数を基数として算定し、草本類およびシダ類は花粉・胞子の総数を基数として算定した。分析結果は以下のとおりである。

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・胞子を検出した。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、コケスギランの胞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、ヤシャブシ属、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・胞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・胞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	Opa								
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: バミスタイル

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

Opa: 不透明鉱物 Rock: 岩片・風化粒 V.Rock: 火山岩片

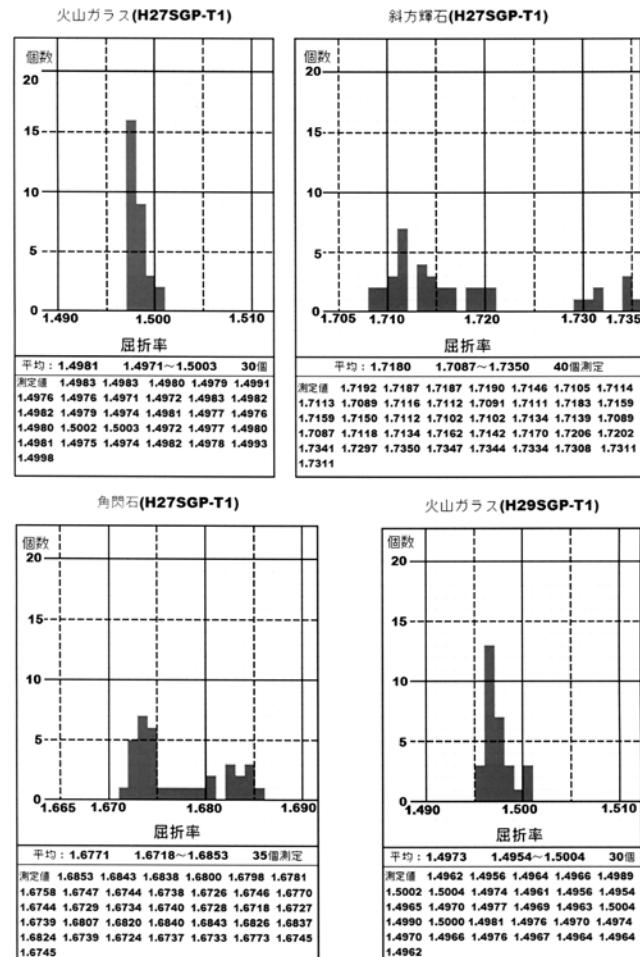
平起源火山灰への同定

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 (SiO_2 と他の酸化物 $\text{TiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{FeO} \cdot \text{K}_2\text{O}$ の関係図) である。これで明らかに、H27SGP-T1 および H29SGP-T1 の分析結果は SiO_2 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し、関連する大函降下軽石・大函火碎流・大岩火碎流の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碎流の分析結果とほぼ類似し、同火碎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箇所で火碎流 (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、そのうち大函の火碎流、中岳分岐の火碎流、天人峡の第1層火碎流の分析結果が然別湖北岸の H27SGP-T1 および

H29SGP-T1 の分析結果には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碎流堆積物 (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 (層雲峠大函) 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 (層雲峠銀河の滝付近) の火碎流堆積物のそれは 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位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碎流ではなく大函火碎流に類似している。この点については、和田ほか (2007) は火碎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、その後に生じた火碎流 (大函火碎流) 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、このことからも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

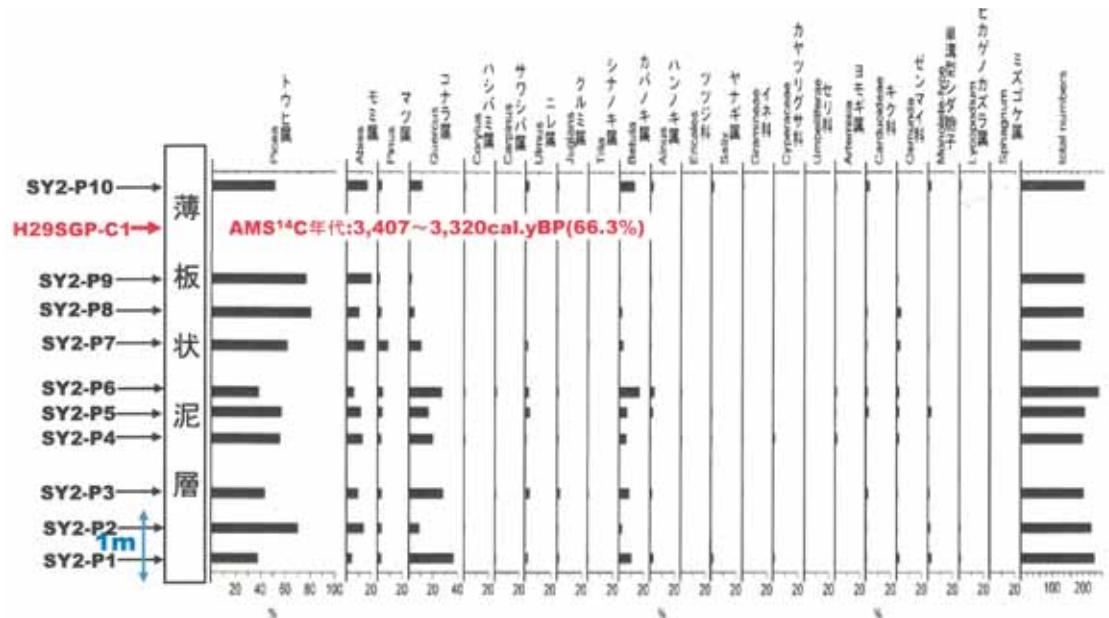
と多峰性というばらつきを示しており、御鉢平カルデラ起源以外のものも含まれている可能性が高いといえる。この点について二次的なものであり、Ds-OH そのものではないとみなすこともできるが、次のように考える。然別湖北岸の 2 つの火山灰試料 (H27SGP-T1・H29SGP-T1) 採取箇所は 800m 程度離れており、二次的であれば 2 箇所で偶然に同じような層準でかつ同じような産状になることは可能性として極めて低い。構成粒子に特に摩滅は認められない。よって、大雪地域以外の白滝盆地・湧別・中春別に分布が認められる降下火山灰 Ds-OH と同様に、御鉢平カルデラ起源の火碎流 (大函火碎流) 二次的に巻き上げら火山灰と火碎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

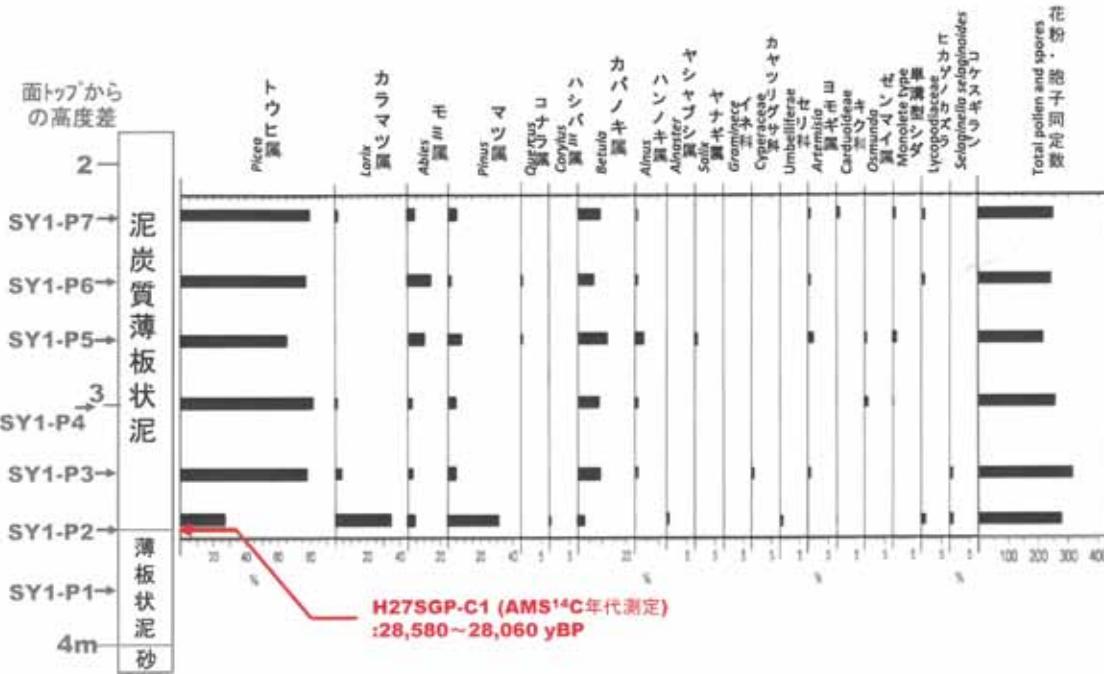
試料番号	然別湖北岸ヤンベツ川東岸露頭													
	木本類		SY1-7		SY1-6		SY1-5		SY1-4		SY1-3		SY1-2	
	個数	%	個数	%	個数	%	個数	%	個数	%	個数	%	個数	%
Picea (トウヒ属)	189 79		178 76.4		138 65.7		203 81.5		240 77.9		74 27.3			
Abies (モミ属)	9 3.8		33 14.2		20 9.5		6 2.4		9 2.9		10 3.7			
Pinus (マツ属)	12 5		3 1.3		16 7.6		13 5.2		15 4.9		84 31			
Tsuga (ツガ属)	0 0		0 0		0 0		0 0		0 0		0 0			
Larix (ケイマツ)	4 1.7		0 0		0 0		3 1.2		12 3.9		93 34.3			
Cryptomeria (スギ)	0 0		0 0		0 0		0 0		0 0		0 0			
Quercus (コナラ属)	0 0		1 0.4		1 0.5		0 0		0 0		0 0			
Betula (カバノキ属)	22 9.2		15 6.4		26 12.4		22 8.8		28 9.1		7 2.6			
Alnus (ハンノキ属)	3 1.3		3 1.3		8 3.8		2 0.8		4 1.3		1 0.4			
Alnaster (ヤシマブシ属)	0 0		0 0		0 0		0 0		0 0		1 0.4			
Ulmus (ニレ属)	0 0		0 0		0 0		0 0		0 0		0 0			
Juglans (クルミ属)	0 0		0 0		0 0		0 0		0 0		0 0			
Tilia (シナノキ属)	0 0		0 0		0 0		0 0		0 0		0 0			
Acer (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			
Corylus (ハシバミ属)	0 0		0 0		0 0		0 0		0 0		1 0.37			
Eunonymus (ニシキギ属)	0 0		0 0		0 0		0 0		0 0		0 0			
Fagus (ブナ属)	0 0		0 0		0 0		0 0		0 0		0 0			
Carpinus (クマシデ属)	0 0		0 0		0 0		0 0		0 0		0 0			
Phellodendron (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			
Salix (ヤナギ属)	0 0		0 0		1 0.5		0 0		0 0		0 0			
Myrica (ヤマモモ属)	0 0		0 0		0 0		0 0		0 0		0 0			
Ilex (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		0 0		1 0.4	
Carduoideae (キク亞科)	2 0.8		0 0		0 0		0 0		0 0		1 0.4			
Artemisia (ヨモギ属)	1 0.4		1 0.4		3 1.4		0 0		2 0.6		0 0			
Persicaria (タデ属)	0 0		1 0.4		0 0		0 0		0 0		0 0			
Cyperaceae (カヤリグサ科)	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		0 0		1 0.4	
Lycopodiaceae (セダガムラ科)	1 0.4		1 0.4		0 0		0 0		0 0		0 0		3 1.1	
Monolete 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			
Selaginella selaginoides (クヌキラン)	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									
木本類	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
<i>Ericaceae</i> (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																				
<i>Gramineae</i> (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
<i>Carduoideae</i> (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
<i>Cyperaceae</i> (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
<i>Umbelliferae</i> (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>Thlaspiatum</i> (カラマツソウ属)	0	0	0	0	0	0	0	1	0.4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Lycopodium serrata</i> (トケンシバ)	2	1	0	0	0	0	1	0.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Lycopodiaceae</i> (ヒカゲノカズラ科)	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 (单溝型シダ)	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
<i>Osmundaceae</i> (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
Sphagnum (ミズゴケ)	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



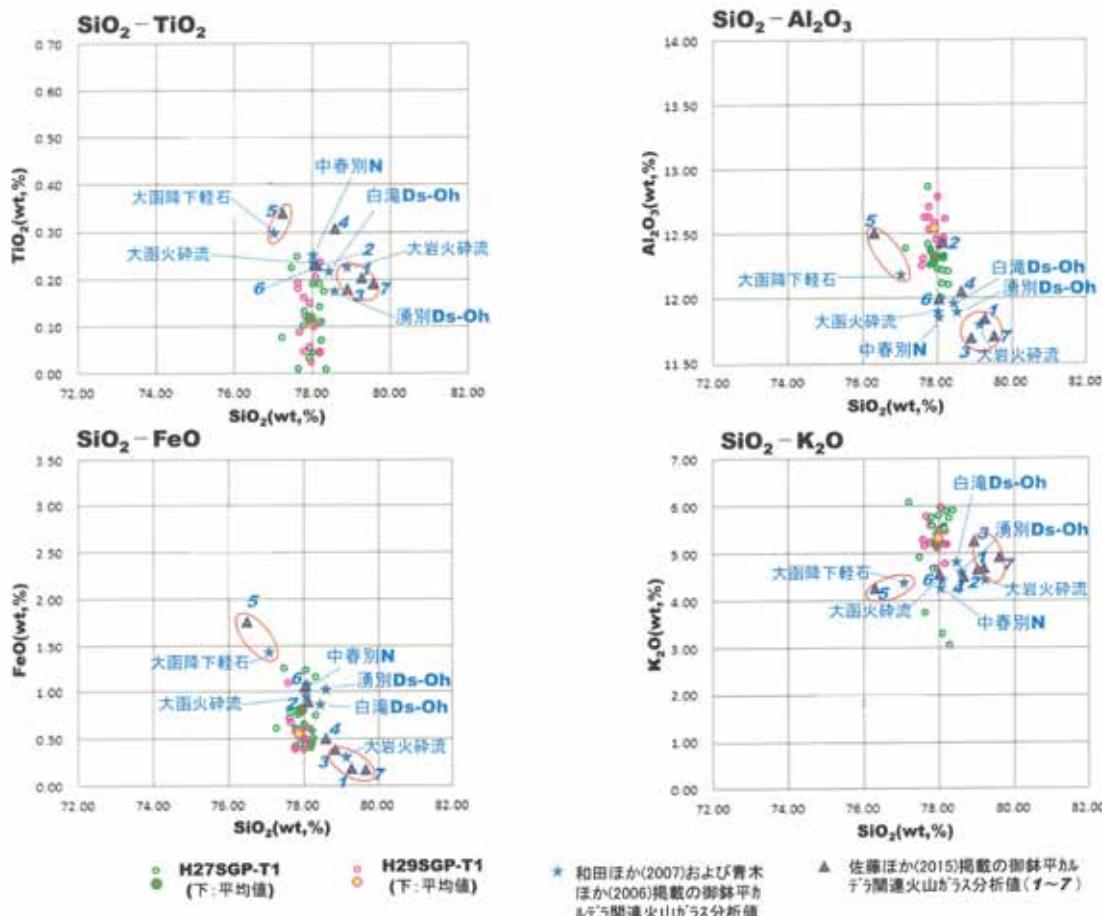
第26図 キャンプ場西側河崖露頭（YB-2 地点）の花粉分析チャート

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）は層雲峠付近の同カルデラ形成時の火碎流堆積物に含まれる炭化木片の¹⁴C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）は層雲峠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AMS¹⁴C年代測定を行い、30,070±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¹⁴C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AMS¹⁴C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AMS¹⁴C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）の層雲峠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種類の火碎流堆積物が流出し、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:天人峠大岩(火碎流軽石), 2:層雲峠大滝(火碎流軽石), 3:上川町菊水(火碎流軽石), 4:御鉢平カルデラ北側中岳分岐(火碎流軽石), 5:大滝(降下軽石), 6:天人峠(火碎流第一層軽石), 7:天人峠(火碎流第二層軽石)。

らの火碎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、火山活動が静化したカルデラ湖の状態になるまでには、さらに糸余曲折があったことになる。

3. 花粉・胞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1,000m; 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(斎藤・川辺, 1989)。植生は亜高山帶針葉樹林で、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1,500m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帶広葉樹のコナラ属（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ある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、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ォップ川-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、堰きとめ以前の川（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、部分的にインボルー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つ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。

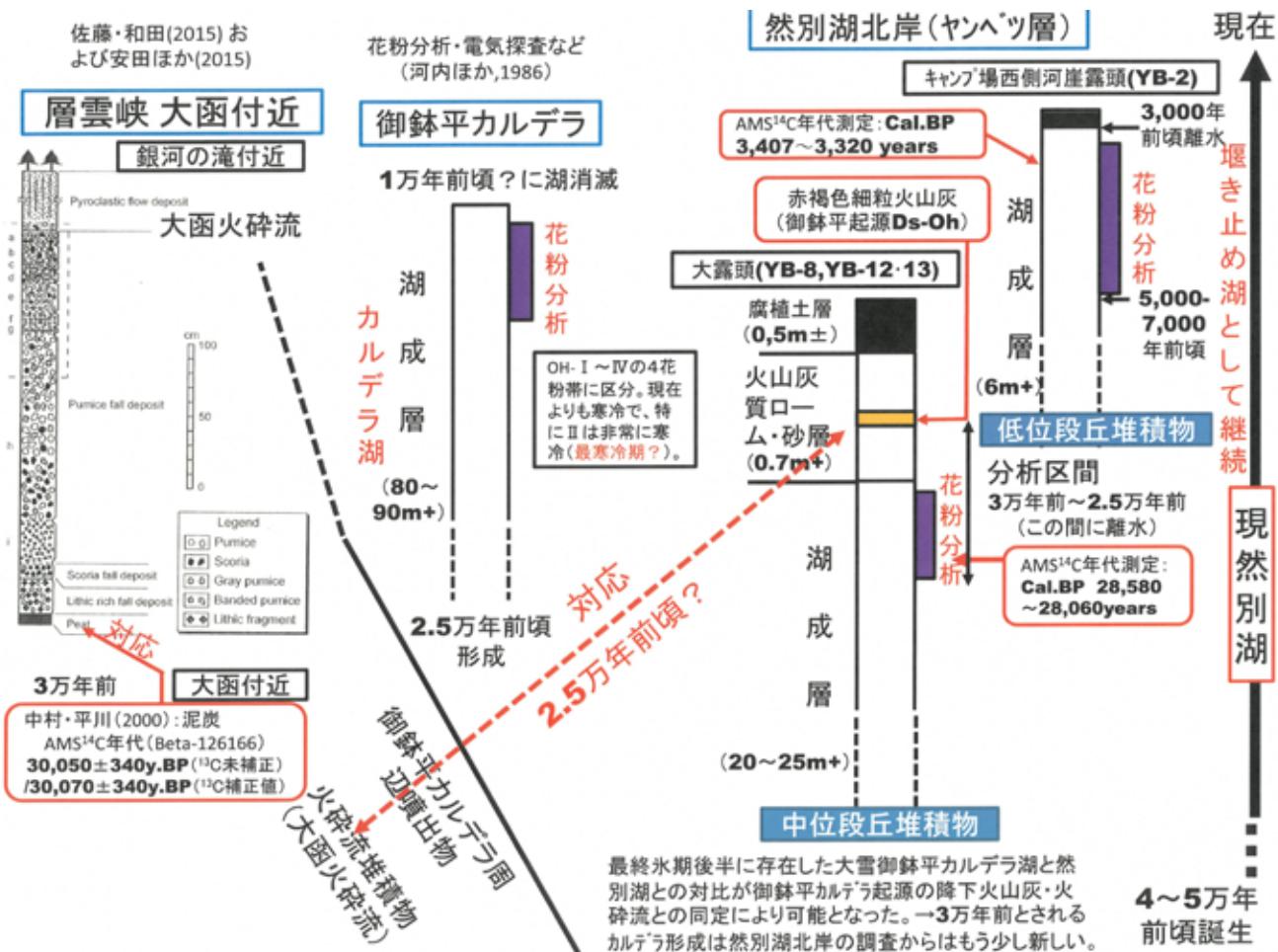
5. ヤンベツ層の実態および然別湖の湖水変動

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、最上部層にはさ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）。層雲峠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、カルデラ形成火碎流である大函火碎流に対比が可能である。Ds-Ohは同火碎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碎流に起源を有する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峠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（MIS2：2～1.8万年前頃）前で、2.5万年前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（825m程度）が該当し、今の湖水面（標高804m付近）より約20m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804m）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年代のある北ペトウトル火山岩類の下位に位置付けられるが、著者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 聰氏には、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-K₂O-TiO₂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. 地質雑誌, 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. 地質雑誌, 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. 地質雑誌, 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碎流堆積物の識別. 地質雑誌, 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碎流堆積物：大規模火碎流堆積物と給源カルデラの対比例として. 地質雑誌, 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¹⁴C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.
- 佐藤銳一・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.
- 佐藤銳一・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.
- 佐藤銳一・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.
- 斎藤新一郎・川辺百樹, 1989, 東ヌブ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. 上士幌町ひがし大雪博物館研究報告, 11, 35-41.
- Takahashi,K., Soeda,Y., Izuho,M., Aoki, K., Yamada,G., and Akamatsu,M., 2004, A new specimen of Palaeoloxodon naumannii 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・佐藤銳一, 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, 東北北海道鉱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・佐藤銳一・和田恵治・鈴木桂子, 2015, 大雪山御鉢平カルデラ起源の2種類の火碎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., Haflidason, 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 purmice fall 2 (Sipfa-2), is laid below 1 m from the Shikotsu purmice 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.