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 Ohnish²⁾

2022年7日3日受付

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@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

²⁰²²年9月25日受理

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,ii: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,vii: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(西ヌプカウシヌプリ・東ヌプ 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 ず,v~vii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~vii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, 旧砕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。vii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(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 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

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75 cm),腐植土層(表土;厚さ20 cm)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回に示すように,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4 m 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 ~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3~4 m 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1.2 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15~20cm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 顧慮に入れると,低位段丘堆積物(TI)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 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3m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2m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1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4.2 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1m弱), iii) 薄板状泥層(3.1m+)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なように、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9m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4.5 m 高以上に低位段丘堆積物 Tl (厚さ4.5 m) 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.Tl 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 繰り返しはいわゆる"年稿"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 ~ 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 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 ~ 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 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 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 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. AMS ¹⁴C 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,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

geo	ID	beta ID	ID *** sample		type of material	Measured R Ag	adiocarbon e	Conven Radiocart	tional oon Age	cal(確率法)	13C	Technique Delivery	Pretreatment
498	384	423992	1	H27SGP- C1	plant material	24370	110	24290	110	Cal BC 26630 - 26110 (Cal BP 28580 - 28060)	-29.9	AMS-Standard	acid/alkali/aci d
539	911	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/aci d

第1表 SMS¹⁴C 年代測定結果

第2表 火山灰分析結果の概要(H27SGP-T1, H29SGP-T1)

計約夕	Volcanic C		/olcanic Glass			He	leavy Mineral			Peak	VDeel	Total	杜井 승규 소녀 카께	火山ガラス	斜古郷石の同垢変	角閃石の屈	テフラタ	
347713	Bw	Pm	0	Fl•Qu	Орх	Срх	Gho	BaHo	Oth	Opq	1	V.NOCK	Total	1寸 8년 9월 123	の屈折率	がり唯名の屈引辛	折率	7774
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
								7 #	. E.		0							

Bw: パフルウォールタイプ Light Mineral: 石英・長石(Fl·Qu) Pm: パミスタイプ Opx: 斜方輝石 Cpx: 単斜輝石

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

0:低発泡タイプ

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.これで明らかなように、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し、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箇所で火砕流(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

	H27SGP-	-T1 (15点)	H29SGP	-T1 (15点)
	平均值	標準偏差	平均值	標準偏差
SiO ₂	77.93	0.34	77.95	0.21
TiO ₂	0.12	0.08	0.11	0.07
A _{i2} 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	

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.

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、その後に 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 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	イベツカ	東岸大	、露頭	(YB-	8 地点)	の化粉
分析	結果-	一覧表					

	然別	湖北	と岸や	ッンへ゛	ツ川耳	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
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 (グイマツ)	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 (ヤシャブシ属)	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
<i>llex</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
Artemisia (ヨモキ 属)	1	0.4	1	0.4	3	1.4	0	0	2	0.6	0	0
Persicaria (好了属)	0	0	1	0.4	0	0	0	0	0	0	0	0
Cyperaceae(カヤツリクサ科)	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(ヒカケ [*] ノカス [*] ラ科)	1	0.4	1	0.4	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(センマイ科)	0	0	0	0	1	0.5	2	0.8	0	0	0	0
Selaginella selaginoides	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0.3	2	0.7
<i>(コケスキラン)</i> 木本類と草本類の合計	244	2	236	12	216	2.8	252	1 2	312	12	282	37

然別湖北岸の湖沼堆積物



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

	然別湖北岸キャンプ場西側河崖露頭																			
試料番号	SY2	-10	SY2	SY2-9		SY2-8		-7	SY2	-6	SY2	-5	SY2-4		SY2-3		SY2-2		SY2	2-1
木本類	個数	%	個数	%	個数	%	個数	%	個数	%	個数	%	個数	%	個数	%	個数	%	個数	%
Picea (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
Abies (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
Pinus (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
Betula (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
Alnus (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
Juglans (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
Tilia(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
Corylus (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
Salix (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
Artemisia (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(カヤツリクサ科)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	1	0	0	0	0	2	0.8
Umbelliferae (切科)	0	0	1	0.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Thalicytrum</i> (カラマツソウ属)	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0.4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Lycopodium serrata(トウケ`シハ`)	2	1	0	0	0	0	1	0.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Lycopodiaceae(ヒカゲノカス [°] 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(センマイ科)	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



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

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 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 v.(28,580~28,060 v.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. SiO₂とTiO₂, Al₂O₃, FeO*, K₂O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として計算した值.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分岐(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・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1,000 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1m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80~90m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1,500m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4~5m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804m)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(TI)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19m+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.

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、上土幌市街周辺で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±0.02Ma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 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-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, Quaterbary 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M IS7 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 naumanni from Hokkaido and its significance. *Quat. Res.*, 43, 169-180.
- +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, 東北北海道鉱床区における新第三紀の 紋別-上士幌地溝帯.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., 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.