

北海道中央部千歳川水系舞鶴遊水地の第四紀末地質と 2,000年前頃以降の環境変遷

岡 孝雄¹⁾・星野フサ²⁾・安井 賢³⁾

Latest Quaternary geology and environmental changes over the last 2000 years of the Maizuru Retarding Basin in the Chitosegawa-River system, central Hokkaido

Takao Oka¹⁾, Fusa Hoshino²⁾, Satoshi Yasu³⁾

2024年8月10日受付

2024年12月13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., N39W3, Kita-ku, Sapporo 001-0039, Japan

2) 北海道大学総合博物館 (植物ボランティア) 〒060-0810 札幌市北区北10条西8丁目

Hokkaido University Museum, Sapporo, 060-0810, Japan

3) 甲賀地盤調査 〒528-0017 滋賀県甲賀市水口町京町

Koka Foundation Survey Inc. Co., Ltd., Kyomachi, Minakuchi-cho, Koka, Shiga, 528-0017, Japan

Corresponding author: T. Oka, okatakao.otaru@nifty.com

Keywords: Maizuru Retarding Basin, Pollen analysis, Diatom analysis, AMS ¹⁴C dating, Maoi-numa, Eastern marginal active fault zone of Ishikari Lowland.

要旨

石狩川支流の千歳川水系の舞鶴遊水地は旧馬追沼の干拓地の一部である。同遊水地とその周辺地域について、ボーリング資料から地下地質を解析し最大25 mの厚さの沖積層の存在を確認し、その最上部についてAMS¹⁴C年代測定・花粉分析・珪藻分析を行った。遊水地の南東部において地表下2 mまでの部分について露頭観察と検土杖調査から、上位から、耕作かく乱土または盛土、腐植質泥炭層(泥炭層A)、Ta-a(1739年降灰)、灰色泥層(シルト質粘土~粘土;馬追沼堆積物)、繊維質泥炭層(泥炭層B)および含有機物泥砂の層序が明らかになった。AMS¹⁴C年代測定により泥炭層B以上の部分は奈良時代末~平安時代初期から現在までの1,200年あまりの期間の堆積物であることが判明した。灰色泥層(馬追沼堆積物)にはその珪藻分析によれば1~15%の海・汽水種が含まれており、縄文海進ピーク後の陸封湖沼の可能性が高い。遊水地周辺のハマナス砂丘付近を含めた花粉分析結果からは、2,000年前頃以降、比較的温暖な環境で推移したが、江戸時代後半の1800年前後にはやや寒冷な環境であったことが示される。

はじめに

千歳川水系の治水対策として北海道開発局札幌開発建設部により、「堤防の整備」、「河道の掘削」および「遊水地群の整備」を3本柱として整備を進められてきた。この遊水地群の整備に関連して、嶮淵(けぬふち)川右岸地区において2009年度より工事が進められ、2014

年度に舞鶴遊水地が完成した(第1図)。完成と共に、洪水対策とは別に遊水地の多目的な利活用計画が進められることになり(島ほか, 2014)、北海道大学農学研究院の森本淳子教授を中心にして、石狩開発建設部千歳川河川事務所、寒地土木研究所および雪印種苗株式会社などの協力のもとに「舞鶴遊水地研究会」が組織され、調査・研究が進められた(森本ほか, 2017; 畔柳ほか,



第1図 舞鶴遊水地 (2015年6月11日に南東角から北西へ向かって撮影)。

2019)。

本研究は、上記の取り組みに関わり同研究会から当該地質、特に過去の湿生植物の遺体を含む泥炭層の形成年代についての検討依頼を受けたことにより取り組んだものである。具体的な調査研究は i) 地質検討、ii) 現地での泥炭層などの地質調査および試料採取、iii) 室内分析・測定 (AMS¹⁴C年代測定、花粉分析、珪藻分析) よりなる。i) については石狩開発建設部千歳川河川事務所の地質資料整理業務に関連して、2015年に行ったものである。ii) については、2015年に上記の舞鶴遊水地研究会に関連して遊水地南東縁付近からその北方のハマナス砂丘までの範囲について、iii) のAMS¹⁴C年代測定については、1点は森本淳子教授の環境省研究総合推進費助成研究の一環で行い、アースサイエンス株式会社を通じて(株)地球科学研究所に依頼した。もう1点は名古屋大学宇宙地球環境研究所年代測定研究部に依頼した。同じく花粉分析と珪藻分析については、泥炭層形成を総合的に検討する趣旨から必要と判断し、それぞれ星野と安井が担当した。なお、本研究の一部については岡ほか(2021)で公表しているが、改めて整理し直した。

本業務を進めるにあたり、北海道大学農学研究院森本淳子教授(森林生態系管理学)を始めとして、石狩開発建設部千歳川河川事務所・寒地土木研究所・雪印種苗株式会社環境緑化部などの関係各位にお世話になった。先行する地質資料整理業務においては株式会社福田水文センターおよびアースサイエンス株式会社にご便宜を頂いた。さらに、石狩沖積低地研究会の各位には適切な議論とご援助を頂いた。北海道大学総合博物館資料部研究員の春木雅寛博士には長沼地域の植生についての助言を頂いた。著者の一人である岡が北海道大学理学部在学中に1学年上であった長沼町出身の松村富男氏には旧馬追沼と残存するハマナスに関する問い合わせと共に資料提供を頂いた。投稿後の査読にあたっては匿名の方と君波和雄氏(北海道総合地質研究センターシニア研究員)に懇

切丁寧な指摘をいただいた。記して感謝の意を表する。

舞鶴遊水地をとりまく地域(長沼低地とその周辺) の地形・地質

1. 地形

検討地域(舞鶴遊水地とその周囲)は長沼低地の南東縁に位置しており(第2図)、馬追丘陵の東側の東千歳台地に源を有する嶮淵川下流沿いの、幅(北北東-南南西方向)2 km・長さ(西北西-東南東方向)3 kmの広がりをもつ。

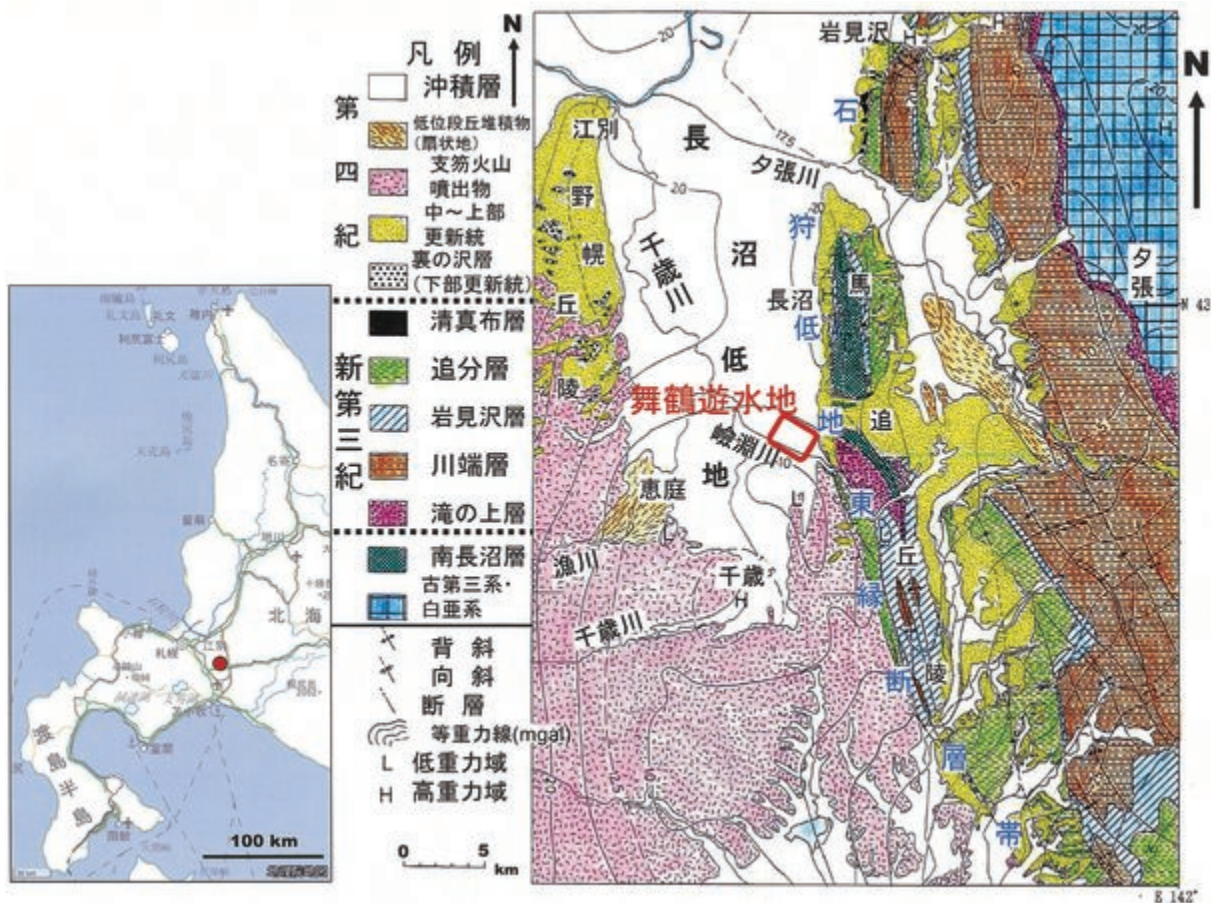
長沼低地は幌向川以南の沖積低地を指し、主に石狩川支流の千歳川水系であり、河川としては西方の札幌-室蘭山地および丘陵・台地群(月寒丘陵南部・支笏火砕流台地・野幌丘陵南部)より流出の千歳川本流、漁川、島松川、輪厚川など、東方の夕張山地および丘陵・台地群より流出の嶮淵川、夕張川(旧夕張川)、幌向川などがある。これらの河川は本来蛇行河川であるが、明治以来の農地開発のためショートカットが進み、夕張川のように水路の位置が大きく変更されている例もある。河川間の後背湿地はいわゆる泥炭地となっており、南から長都原野、幌向原野などと呼ばれていた。このうち長都原野には長都沼・馬追沼などの湖沼が存在していたが、現在は排水・干拓され農地化しており、その一部に、流域の治水対策として、内水被害の軽減機能も持ち合わせた遊水地整備が進められてきた。千歳川本流、漁川および島松川が低地に流入する付近では火山噴出物(主に支笏火山噴出物起源)よりなる扇状地地形(ファンデルタ)が存在し、千歳・恵庭・島松の市街を載せている。

舞鶴遊水地付近では馬追丘陵を先行河川として北西方向に流下する嶮淵川が、直線化された人工河川として千歳川へ向かっている。古くは馬追沼が存在しそれに向かってデルタ状に流入し、さらに南へ西へ続く河川により長都沼、千歳川へ繋がっていた。

元来、馬追丘陵の分水界の西側部分および長沼低地の東半部の河川の大部分は、一部馬追丘陵分水界の東側部分(嶮淵川上流域;東千歳地域-幌加-東丘-)を含めて、合流しながら南へ流れ、長沼低地南部に存在の長都沼-馬追沼に流れ込み、引き続き千歳川として長沼低地西部を北へ向かっていた。すなわち、最終的な排水海域である石狩湾から遠ざかるように流れ、長沼低地南部に停滞水域を作ってから、北方に向かい石狩川に合流していた。

2. 地質

長沼低地とその周辺(石狩低地帯中部)の地質は、第2図のようにまとめられる(岡, 2007)。



第2図 長沼低地とその周辺地域 (石狩低地帯中部) の地質図 (岡, 2007 に加筆・修正). 左側の北海道西半部図に調査地域を赤丸で示す.

長沼低地の地質については、周辺の野幌・馬追丘陵および支笏火砕流台地の地表で確かめられる層序が基本となる。岡 (2007) の断面解析を総括し、岡ほか (2024) の北広島市街付近の地質検討結果を参考にすると、下位より早来層 (Hk)、厚真層 (Am)、本郷層 (Hg)、支笏火山噴出物 (Sv; 支笏火砕流堆積物 Spfl と支笏降下軽石 Spfa 1 で構成) および沖積層 (Cs; 主部泥層 Csm と最上部泥炭層 Csp) である。

早来・厚真・本郷層については、中～上部更新統であり、研究の進んでいる苫小牧東部および馬追丘陵南端部とその周辺の層序 (山田ほか, 1981; 馬追団体研究会, 1983, 1987) を適用した。早来層は下半部が海成の泥～細粒砂層で、上半部では泥～細粒砂層に砂礫および泥炭がはさまれ、最終間氷期の一つ前の間氷期の堆積物 (中期更新世後期) と見なされる。厚真層は海成の泥～細粒砂層が主体で、12 万年前頃を中心とした最終間氷期の海面上昇期の堆積物である。本郷層は Sv 以前の最終間氷期末～最終氷期前半の堆積物で、泥炭を主体とする海面低下の開始期の堆積物である。

支笏火山噴出物については、中川ほか (2018) および産総研地質調査総合センターの大規模噴火データベース (産業技術総合研究所地質調査総合センター編, 2023)

によれば、最終氷期最寒冷期前の 4.6 万年前に噴出したものである。南部の支笏火砕流台地において、最大 50 m の厚さで構成されている。周辺の台地の表層部では Sv の上位に厚さ最大数 m の厚さの Sv 再堆積物 (所により存在) とそれに重なるように存在する火山灰 (En-a, Ta-a～d) およびロームで構成される火山性砂礫堆積物 (Vs_g) が伴われる。

沖積層については、日本地質学会地質基準委員会編著 (2001) に従えば、「最終氷期 2 万年前の大陸氷河が最も拡大し、海水準が低下した時期から温暖で海水準の高い現在までに堆積した堆積物」で、日本全体では東京湾岸を模式地として最大海面低下期の埋没谷を埋めた七号地層 (後期更新世末) とその後の縄文海進と小海退を反映した有楽町層に分けられてきた (日本の地質「関東地方」編集委員会編, 1986)。本地域の沖積層は厚さがほぼ 30 m 以下で、沖積層の上半部 (有楽町層) に相当する。

ボーリング資料による地質断面解析

舞鶴遊水地とその周囲の深度 40 m 前後までの地下地質および地質構造を明らかにするために断面解析を行った。解析には千歳川河川事務所の平成 18 年度千歳川右岸地区地質調査業務の地質ボーリング資料 (機械ボーリ



第3図 舞鶴遊水地とその周囲の断面解析位置図 (平成18年度千歳川右岸地区地質調査業務の調査位置平面図 1/5,000 使用).

ング、オランダ式コーン貫入試験およびピートサンプラー)を使用した。これらの孔井と解析断面線の位置を第3図に示す。ボーリング孔は断面解析に使用したものに限定して示し、便宜上、具体名は示さず、断面毎にA1～14孔、B1～13孔、C1～9孔、D1～6孔と称して扱う。

解析断面は西北西-東南東方向のA-A'およびB-B'の2断面と、北北東-南南西方向のC-C'・D-D'の2断面であり、個々に解析結果を説明する。地質区分に統一性をもたすために、予め全断面を総括した地層区分を以下にまとめる。なお、断面解析はボーリングデータに基づいており、層厚はボーリングの記載に準じ、上位より説明を行う。

当該地域は沖積低地である長沼低地の一面を占めており、当該地域を含む長沼低地の地表下50m付近までの地層構成は岡(1998, 2007)に従うと以下ようになる。上位より、地表下には沖積層が存在するが、その下位には鍵層的存在の陸上堆積物である支笏火山噴出物が存在することから、沖積層の下限は同噴出物の上限としてとらえられる。断面解析の範囲に含まれる東側台地では、支笏火山噴出物の上位にEn-a火山灰を含む火山灰質ローム・腐植土層が存在する。支笏火山噴出物の下位には泥炭層に特徴付けられる厚さ20m弱の地層が

存在するが、これは長沼低地下で支笏火山噴出物との対を成すように広く追跡でき本郷層と見なされる。下位を占める厚真層との関係は整合であるが、浅海成の泥・砂を主体とする厚真層から泥炭層の出現を持って本郷層とみなすが、本地域では砂礫層の出現を持って本郷層とみなしている。以上まとめると、上位よりi) 沖積層、ii) 火山灰質ローム・腐植土層、iii) 支笏火山噴出物、iv) 本郷層およびv) 厚真層に区分でき、地層の細区分とその内容および年代などの詳細は第1表に示す。

(1) A-A'断面(第4図)

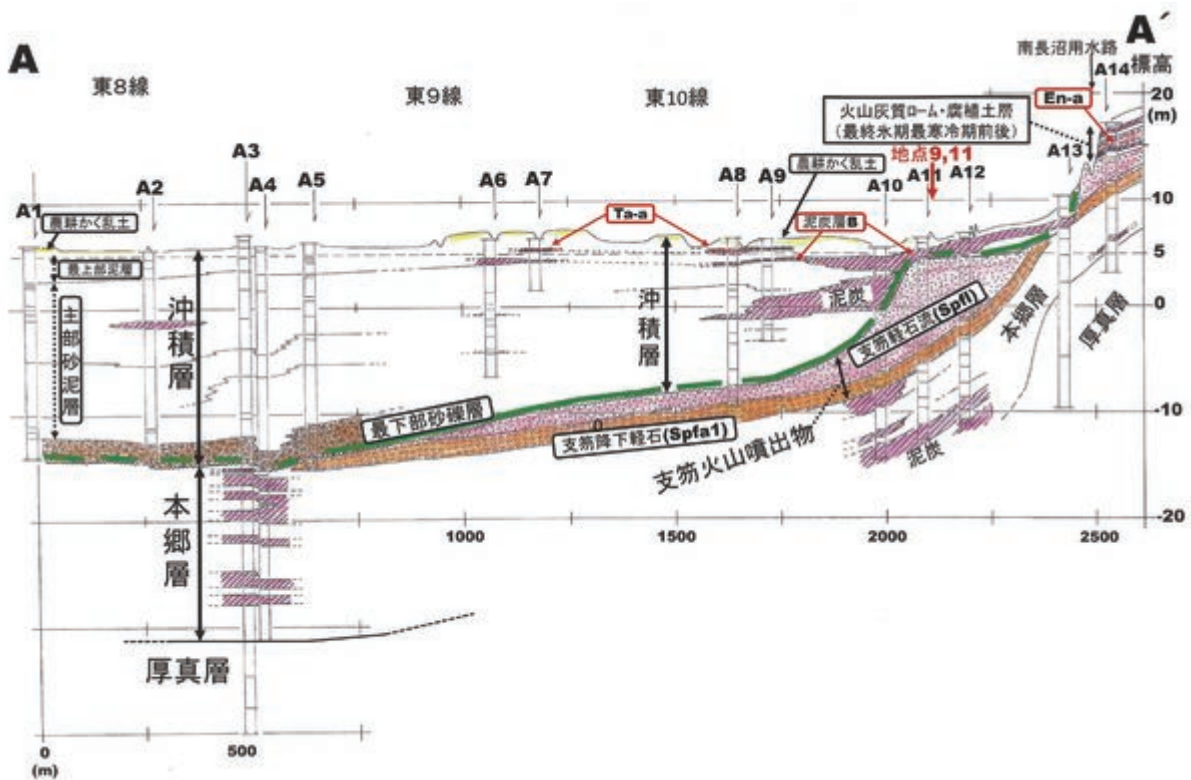
遊水地の北東縁、南11号道路沿いの北西-南東方向の延長2.5kmあまりの断面である。

支笏火山噴出物、本郷層および厚真層が断面右端の馬追丘陵西縁で20/1,000前後の傾斜で東へ向かって上昇するのが明瞭である。後述するように、このような変位は活断層帯である石狩低地東縁断層帯の活動を反映したものである。断面端A'の東方400m付近には、同断層帯を構成する活断層の一つである泉郷断層(北北西-南南東に延びる西傾斜の西上がりの逆断層)の北端部が存在する(岡ほか, 2001)。

沖積層は層厚が最大で20m程度で、上位より盛土(または農耕かく乱土)、最上部泥層、主部砂泥層、最下部砂礫層に区分でき、分布の東(右)端部分(南長沼

第1表 舞鶴遊水地とその周囲の層序. B-T m: 白頭山-苦小牧火山灰 (946年噴火・降灰), MIS: 海洋酸素同位体ステージ.

地層大区分	地層細区分	内容	備考(年代など)
沖積層 (i)	盛土または農耕かく乱土	盛土は堤防・道路など、農耕かく乱は深さ50cm以内.	馬追沼は1951年以降の土地改良事業で水路整備が行われ、耕地化された。
	最上部泥層	泥炭層A(腐植土):Ta-a火山灰をはさむ	Ta-a(樽前火山降下軽石):1739年(江戸中期)降灰
		泥層	平安時代?~江戸時代前期(鎌倉期?~アイヌ文化期)の馬追沼の堆積物
	主部砂泥層	砂(細砂砂主体)と泥が錯綜し、河口デルタ~湖沼成、馬追丘陵寄りでは泥炭が発達し、湖沼(馬追沼)周辺が湿原状態であったことが伺える。	縄文海進ピーク(約6,000年前)を中心とした沖積層上半部(有楽町層相当)の主体をなす堆積物。
最下部砂礫層		軽石・火山灰に富む砂礫	縄文海進が及ぶ前の河川堆積物(古嶮淵川)で、沖積層下限等深線図(標高表示)の谷地形沿いに分布。
火山灰質ローム・腐植土層 (ii)	火山灰質ローム・腐植土など	表層の腐植土中にはTa-a・B-Tmなどの降下火山灰がはさまれる。	En-aは1.7万年前頃降灰で、全体として最終氷期最寒冷期(MIS 2)の堆積物と見なされるが、表層の腐植土(表土)は完新世である。
	En-a(恵庭火山降下軽石)		
	火山灰質ロームなど	羊蹄火山の火山灰をはさむ	
支笏火山噴出物 (iii)	支笏軽石流(Spfl)		4.6万年前(最終氷期最寒冷期前, MIS 3)の支笏カルデラ(湖)形成にともなう。
	支笏降下軽石(Spfa 1)		
本郷層 (iv)	泥炭(一部腐植土)層と火山灰質泥・砂層の互層、所により最下部で砂礫層(河川堆積物)をとまなう。		最終間氷期末~最終氷期前半(MIS 5a~c・4)で、クッタラ・洞爺火山(カルデラ)起源の火山灰を含む。
厚真層 (v)	砂・泥(岩)を主体とした海成層(海進堆積物)で貝化石産出。		最終間氷期(MIS 5e)で石狩低地帯は海峡化。

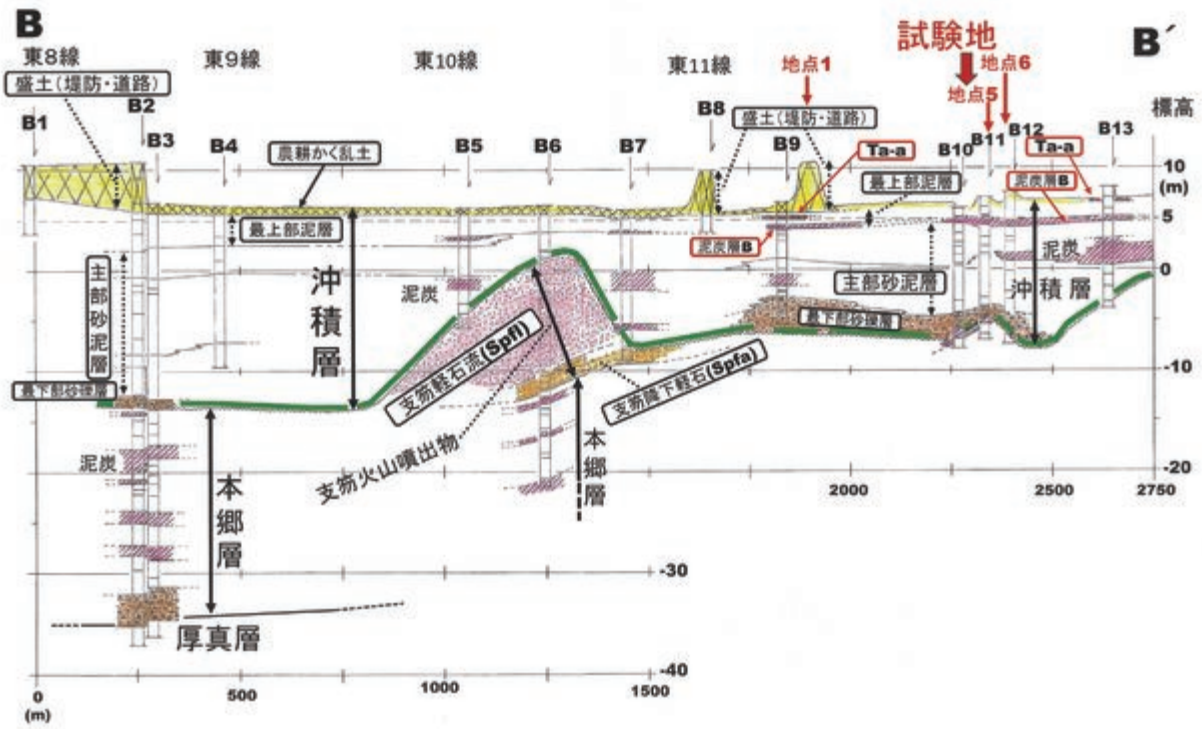


第4図 舞鶴遊水地地下地質解析断面A-A' (遊水地北東縁; 南11号道路沿い). 断面線の位置は第3図に示す.

用水の西側)では層厚2m前後の泥炭層となる。最上部泥層ではA7, A8, A9孔でTa-a火山灰の挟在が確認でき、このうちA9孔ではTa-aの直上40cm程度が有機質泥で、この部分を泥炭(腐植土)層Aとする。さらにA6孔も含めて、これらの孔では深度1.5m~2.5m付近に1~2層程度の泥炭を挟んでおり、これらを泥炭層Bとする。主部砂泥層は層厚が10~15m程度であるが、東寄りでは上位の泥炭層Bを含めて厚い泥炭に移行している。すなわち、断面主部では沼(馬追沼)の状態であったが、馬追丘陵寄りの部分では湿原状態であった

ことを示す。最下部砂礫層は断面西半のA1, A2, A3, A4, A5孔で存在が確認でき、層厚は2~3mで、軽石・火山灰に富む砂礫である。A5孔で下位に支笏火山噴出物(Spfa 1)の存在が確認できる。後述のように、その分布が沖積層下限の示す谷地形の中軸部分に限られることから、古嶮淵川の河川堆積物とみなされる。N値は最上部泥層および主部砂泥層で5前後と軟弱であり、泥炭部分では1~2程度である。最下部砂礫層では10~30前後である。

支笏火山噴出物は東側台地寄りのA10, A11, A12孔



第5図 舞鶴遊水地地下地質解析断面B-B' (遊水地南西縁; 嶮淵川沿い)。断面線の位置は第3図に示す。

では厚さが7～10 mで、支笏軽石流 (Spfl) が主体であるが、基底部は厚さ1.5～2 mの支笏降下軽石 (Spfa1) が占める。A1孔から北西方向へ向かって浸食により薄くなり、A1～A4孔では欠如し、沖積層が本郷層に重なる。N値はSpflで10～30前後であるが、Spfa1で5前後と小さい。

本郷層は層厚が最大15 m程度であり、A3, A4孔では1 m前後の厚さの泥炭6層あまりが、火山灰～火山灰質砂層と互層状態となっている。断面東 (右) 端の馬追丘陵西縁台地では、5 m程度の厚さになる。N値は20前後で、ときに30～40程度になることがある。泥炭はN値10程度以上になり、沖積層の泥炭と比較する、かなり締まっている。

(2) B-B' 断面 (第5図)

遊水地の南西縁、嶮淵川沿いの北西-南東方向の延長2.8 km 弱の断面である。

断面中部の東10線付近のB5, B6, B7孔で残丘状に支笏火山噴出物および本郷層が浅く潜在し、B6孔では、支笏火山噴出物 (支笏軽石流 Spfl) に深度5.1 m で到達する。

沖積層は層厚が上述の残丘状部で最少5 m程度となるが、東西 (左右) 両側では厚く10～15 m前後となる。最上部泥層ではB9, B13孔でTa-a火山灰の挟在が確認できる。このうちB13孔では深度0 m～1.0 mは礫混じり火山灰質泥は盛土であり、1.0 m～2.15 m間の軽石質火山灰中には、1.3 m～1.5 m間に腐植土がは

さまれることから、この直上部分にTa-aが存在すると予想した。断面中～東 (右) 部の深度2～3 m付近には層厚20～40 cmの泥炭層が追跡できるが、これは泥炭層Bである。主部砂泥層は層厚が10～15 m程度であるが、上述の残丘状部付近から東側では中部に層厚1～2 m程度の泥炭層を挟む。最下部砂礫層は特に、断面東 (右) 半部において3 m前後の厚さで存在が確認でき、明瞭に認められるのはB9, B10, B11, B12孔である。

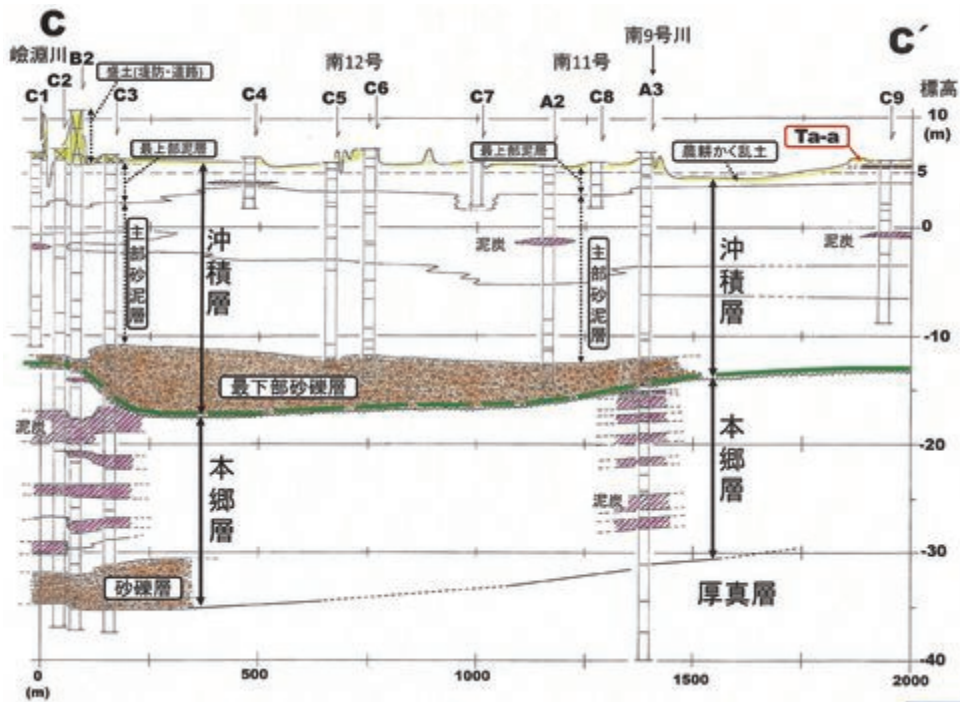
本郷層は層厚20 mあまりで、基底に層厚3 m程度の砂礫層を含む。

(3) C-C' 断面 (第6図)

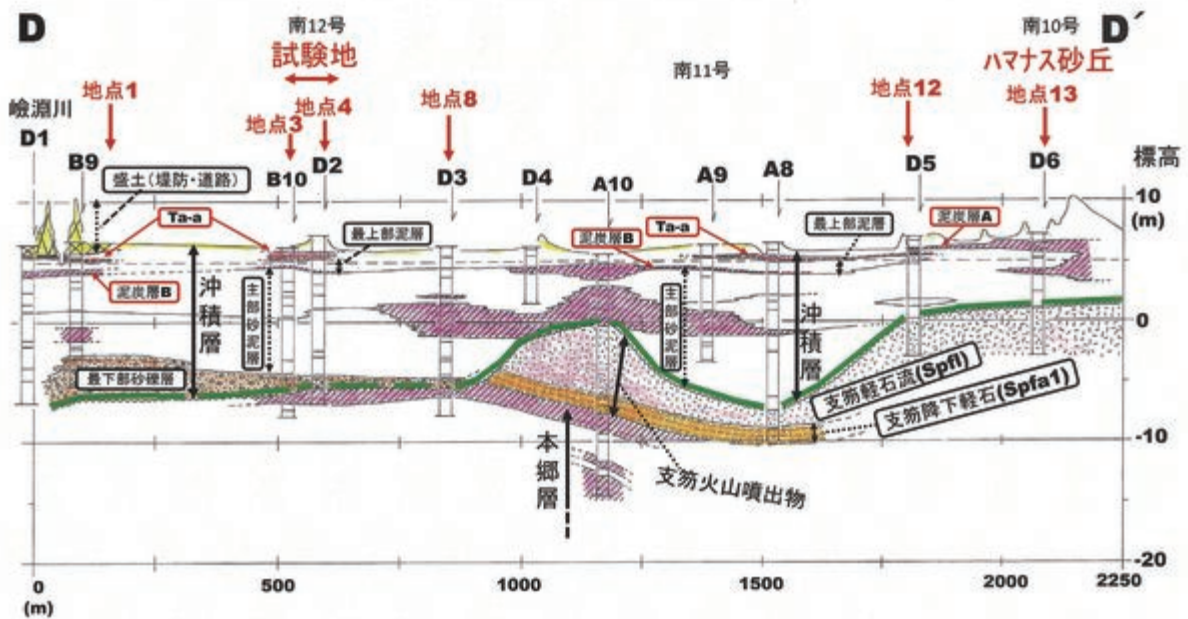
遊水地の北西縁、東8線道路沿いの北東-南西方向の延長2 kmの断面である。

沖積層とその下位の本郷層および厚真層は見かけ上ほぼ水平な層構造を成しているが、支笏火山噴出物は削剥されて欠如している。

沖積層は層厚が10 m前後～25 m前後である。最上部泥層は層厚が2～3 m程度であり、一部で下位の主部砂泥層と指交関係で表現した。C9孔では明らかにTa-a火山灰の挟在が確認できる。泥炭層Aは確認できないが、泥炭層BはC4孔でわずかに認められる。主部砂泥層は層厚が15 m前後であり、中部付近にわずかに泥炭層の挟在が途切れ状に認められる。最下部砂礫層はほぼ全体をとおして分布し、層厚は最大5 m前後に達する。嶮淵川付近のC2, B2, C3孔では、下位の本郷



第6図 舞鶴遊水地地下地質解析断面C-C' (遊水地北西縁; 東8線道路沿い)。断面線の位置は第3図に示す。



第7図 舞鶴遊水地地下地質解析断面D-D' (遊水地東縁)。断面線の位置は第3図に示す。

層をチャンネル状に削り込み、層厚が北へ向かって1 m程度から5 m程度に急激に厚くなる様子が読み取れ、明らかに不整合関係と認められる。

本郷層は全体を通して層厚は20 m前後である。1 m前後の厚さの泥炭が6層あまり、火山灰～火山灰質砂層と互層状態となつてはさまれる。B-B'断面(第5図)で示したように嶮淵川付近では基底に層厚4 m前後の最下部砂礫層を含む。

4) D-D'断面(第7図)

遊水地の東縁を、ほぼ馬追丘陵西縁に沿ってジグザグ

に結ぶ南北方の延長2.2 kmあまりの断面である。北端ははまなす砂丘である。

断面の中央から北部にかけては、支笏火山噴出物がD4孔～A8孔間で微妙に撓み、かつ5 m以上の削剝を受けたようになっている。A-A'断面(第4図)も合わせてとらえると、断面線が直線でないことなどを反映して、見かけ上の撓みのように判断される。A-A'断面に示されるように、馬追丘陵西縁に沿って支笏火山噴出物が浅くに潜在し、沖積層が5 m程度に薄くなっていることを表している。

沖積層は層厚が5～15 m 前後である。最上部泥層は層厚が2～3 m 程度で、北端のハマナス砂丘付近では泥炭が主体になるが、砂丘堆積物との関係は不明である。D1 孔～B9 孔付近、B12 孔～D2 孔付近およびA9 孔～A8 孔～D5 孔付近には明らかに Ta-a 火山灰がはさまれ、D5 孔では Ta-a の上位の深度 0.9 m～1.1 m 間に有機質泥（火山灰質）とあり、泥炭層 A に該当するとみなした。最上部泥層の最下部には 10～50 cm 程度の泥炭層が広く追跡でき、泥炭層 B とみなした。主部砂泥層は D3 孔～A9 孔付近の標高 0 m 前後で泥炭層が厚く発達しており、A-A' 断面で説明したように、馬追沼の東側の馬追丘陵寄りの部分では湿原状態が長期にわたり続いたことを示している。最下部砂礫層は D3 孔の左（南）側で、現嶮淵川付近に分布し、層厚は 1～5 m 程度である。

沖積層最上部の地質調査と試料採取

過去の湿原状態の復元のために、舞鶴遊水地の南東部とその周辺（第 8 図）で地表から深度 2～3 m 付近までの地質について、大部分の地点では排水路および工事掘削の壁面露頭観察を、若干の地点では検土杖により壁



第 8 図 地質調査地点の位置図。青丸と青実線で調査地点を表示する。褐色丸と褐色実線は第 3 図に対応する。赤破線囲みは遊水地の範囲を示す。

面以下の部分について検土杖で調査を行った。必要に応じて、年代測定、花粉分析および珪藻分析の試料を採取した。

1. 地質調査

(1) 層序

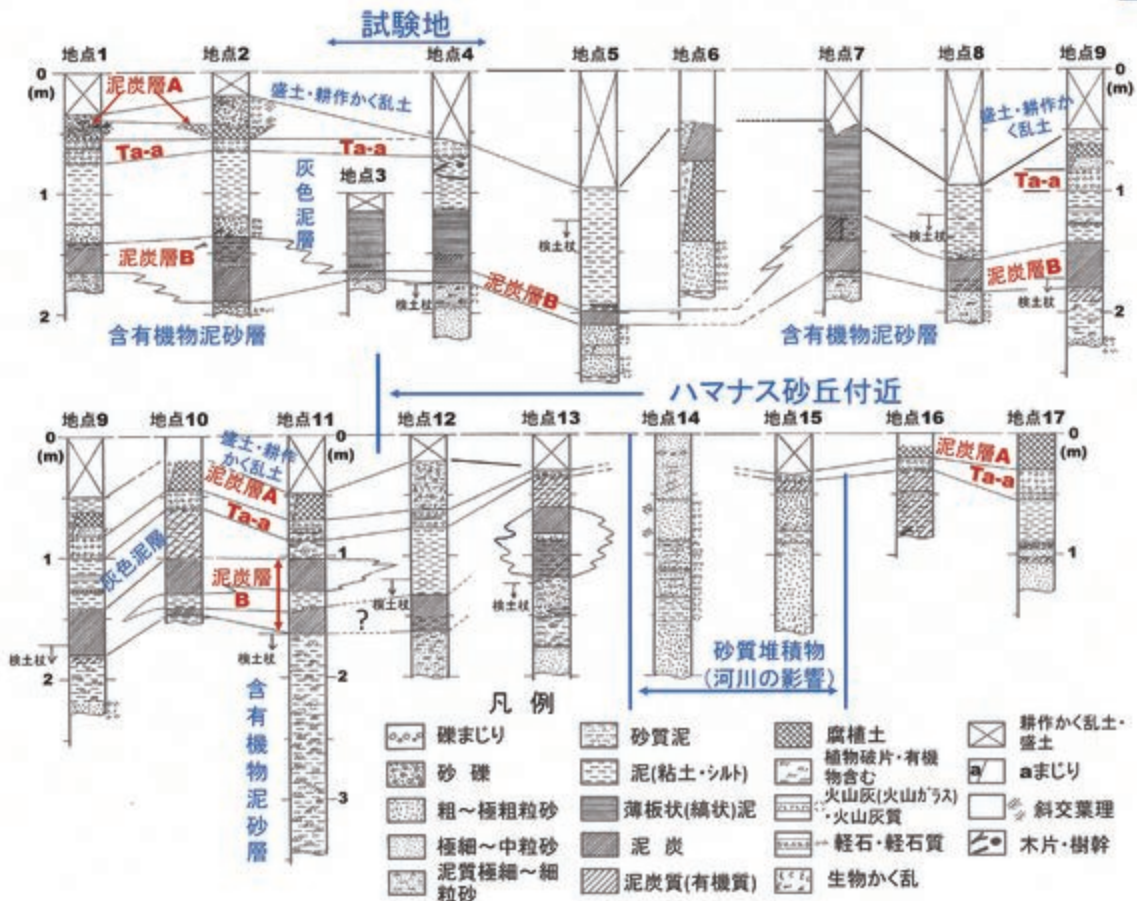
壁面露頭観察地点（検土杖調査を含む）は遊水地の内と外に位置し、第 9 図に露頭観察地点（1～17）の柱状対比を示す。南部（遊水地南東角部）の地点 1～4（第 10 図 a～c）およびハマナス砂丘付近の地点 13（第 11 図 a～d）は各種分析のための試料採取・層相の詳細観察箇所である。なお、各地点の標高は 7.5 m 前後であるが、詳細な標高は不明なため、柱状図の頂部が同じ高度として対比図（第 9 図）を作成した。この内の地点 3 および 4 が湿原環境復元のための観察用の試験地に位置し、泥炭層 B を鍵層として水平に対比した。「ボーリング資料による地質断面解析」に順じ、上位より地層区分を記述する。柱状対比図に基づく、ハマナス砂丘付近の地点 13～17 を除くと、層序（地層区分）は上位から、耕作かく乱土または盛土（I）、腐植質泥炭層（泥炭層 A、II）、降下軽石層（III）、灰色泥層（馬追沼堆積物、IV）、繊維質泥炭層（泥炭層 B、V）および含有機物泥砂層（VI）である。

各層の特徴は以下のとおりである。

盛土または耕作かく乱土（I）：遊水地の範囲内の地点 1～4 および地点 7 では厚さは最大 60 cm であり、工事前には耕作土を主体とした状態であった。しかし、遊水地工事により、削剥・攪乱を受け、耕作土と Ta-a 由来と思われる軽石質火山灰が混在した状態も観察される。遊水地の東側では厚さは 0.5～1 m で排水路建設の排土（地点 6, 8）や旧道路盛土（地点 5, 9）などである。遊水地の北西からハマナス砂丘部分（地点 10～17）では厚さ 0～50 cm で主に耕作土である。

腐植質泥炭層（泥炭層 A、II）：厚さは一般に 30 cm 前後である。泥炭層 B のように繊維質の典型的な泥炭ではない。暗褐色有機質砂質泥で、腐植土と言えるものである。地点 9 や地点 12 では部分的あるいは全体が非泥炭（腐植土）質の泥や生物攪乱の砂質泥である。

降下軽石層（III）：厚さ 5 cm±～25 cm の白色のゴマ塩状のスコリア 1/5 程度含む粗粒の軽石質火山灰（降下軽石層）が明瞭な鍵層として追跡できる。粗粒から極細粒の級化層で 2～3 層に分かれるように見える部分もある。火山灰層の特徴および数 1,000 年前以降の降下火山灰の分布情報（町田・新井, 2003）、すなわち樽前山より東北東方向へ降灰・分布などから Ta-a とみなした。



第9図 地質調査の柱状対比図。第8図に露頭柱状図の位置を示す

灰色泥層（馬追沼堆積物，IV）：厚さは0.5～1 m程度で典型的な岩相は地点4および7で観察できる。すなわち，粘土，シルト，極細粒砂が細かく互層状となる薄板状泥層（湖成堆積物）であり，これは明らかに馬追沼堆積物と見なされる。遊水地の東～北東側（地点9～11）ではVの泥炭層Bと指交関係となっており，ハマナス砂丘付近では消失する。

繊維質泥炭層（泥炭層B，V）：地点3，4，5では10 cm程度と薄い，一般的には30 cm以上で，地点13では90 cmに達する。地点10および11では厚さが50～60 cmで間に10 cm程度の厚さの泥層をはさむ。泥炭としては典型的な繊維質泥炭であるが，地点13および16では上部25 cm程度が腐植土様である。

含有機物泥・砂層（VI）：主に検土杖により調査を行った。遊水地とその東側部分では主としてスコップによる掘り込みで厚さ最大50 cm程度が観察でき，泥炭層Bの直下部分が火山ガラス・軽石質の中～粗粒砂よりなることが確認できる。検土杖では砂が続くと次第に入りづらくなるが，遊水地北東部分では地点11を中心に泥～砂質泥で，厚さ1.65 mの部分を確認できた。植物破片をパッチ状に含み，ときにはやや泥炭質を呈するところもある。断面解析では主部砂泥層としたものの最上部に

該当する（第4，5，7図）。

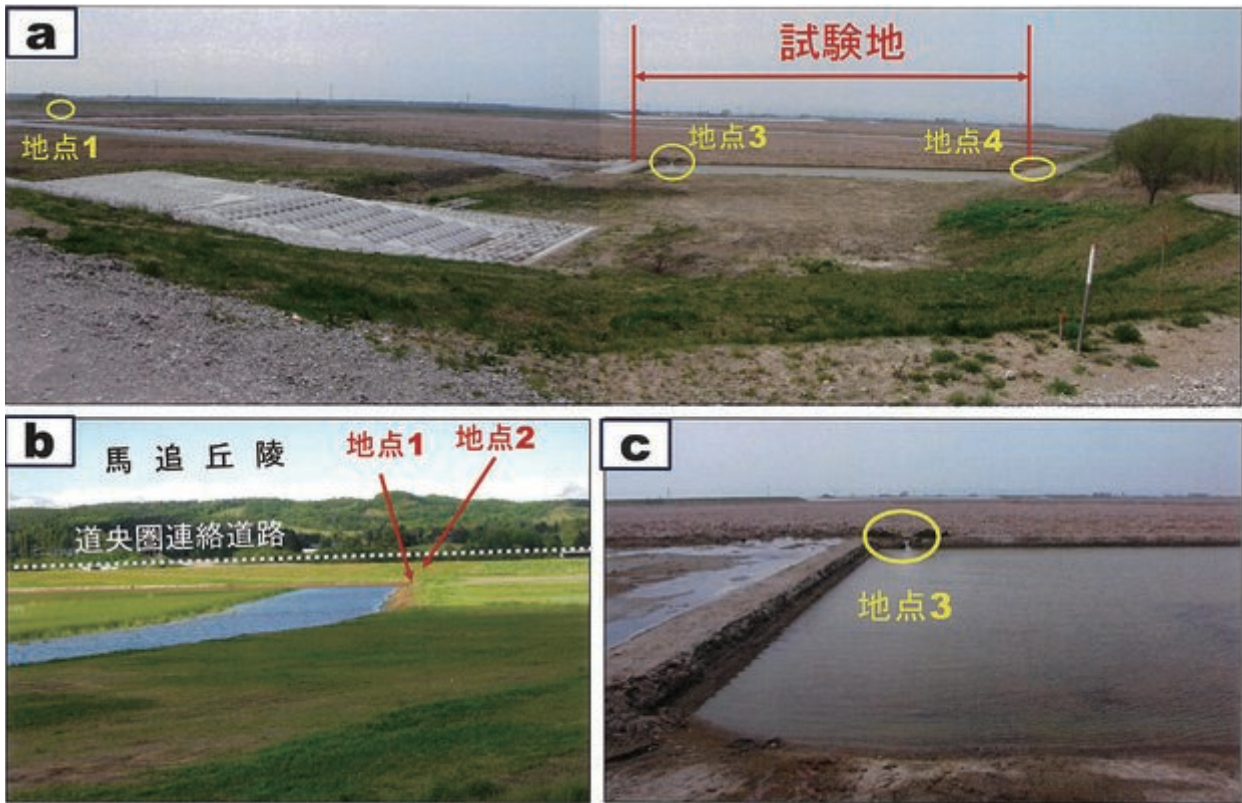
(2) ハマナス砂丘付近の砂質堆積物

一般的には（1）のような層序であるが，ハマナス砂丘付近（第11図a～d）の地点14・15（第9図）では，地表から2 m+は火山灰質砂が主体となっており，葉理が顕著で，ときに円礫まじりや泥質層・泥炭質層を挟む。このような堆積状態から，砂丘堆積物ではなく旧馬追川などの河川の影響を受けた堆積物と見なされる。

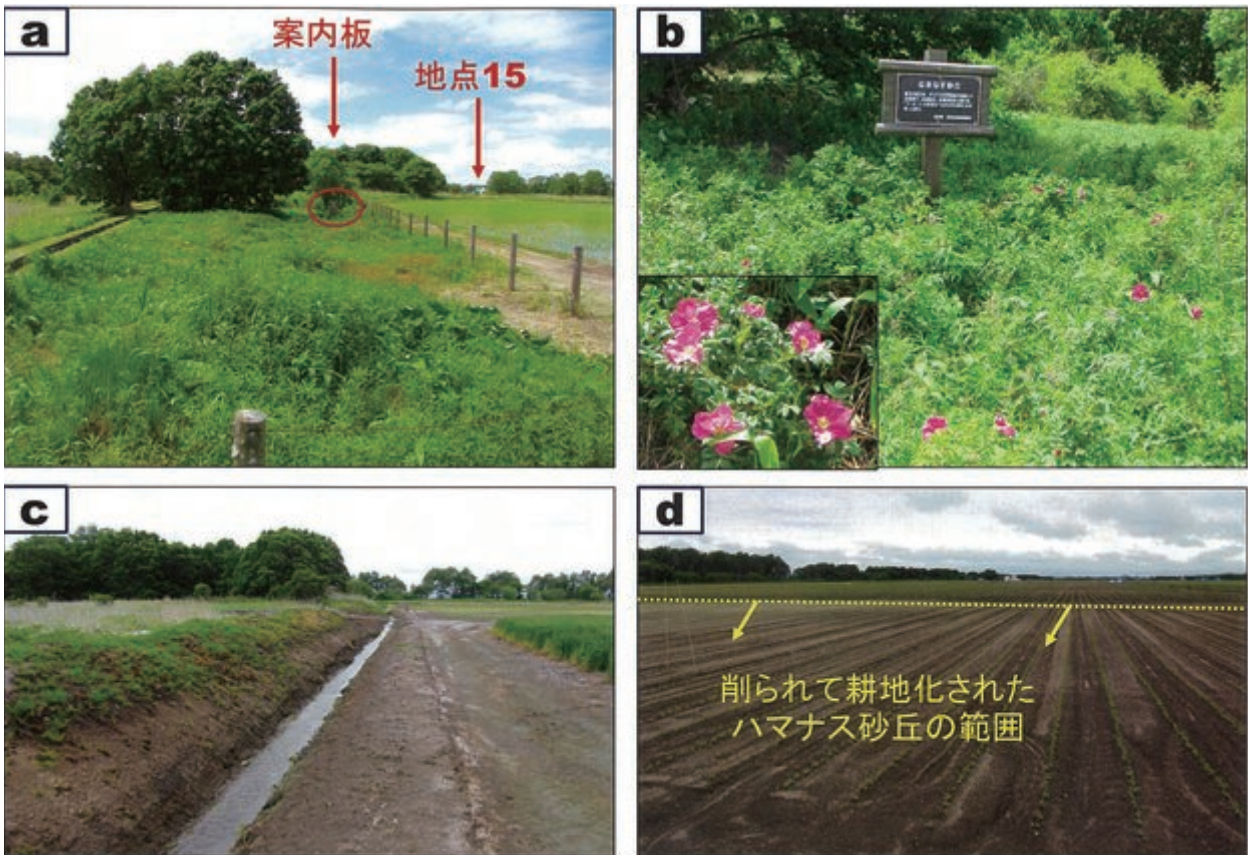
2. 試料採取

本研究の主要な検討地は試料採取を行った舞鶴遊水地内の植生復元試験地付近およびハマナス砂丘付近である（第8図）。主要検討地の地質調査結果および試料採取状況を第12図に示す。ここでは遊水地内の試験地付近について1. 地質調査で述べた層序をさらに補完して説明する。なお，試料採取を行った地点のうち，地点2（第10図b），地点3（第10図a，b），地点4（第10図a）および地点14については，花粉・珪藻分析試料については，それぞれA，B，C，Dとして区別している（岡ほか，2021では地点14についてC扱いとしていたが，本報告では地点4をCとし地点14をD扱いと変更）。

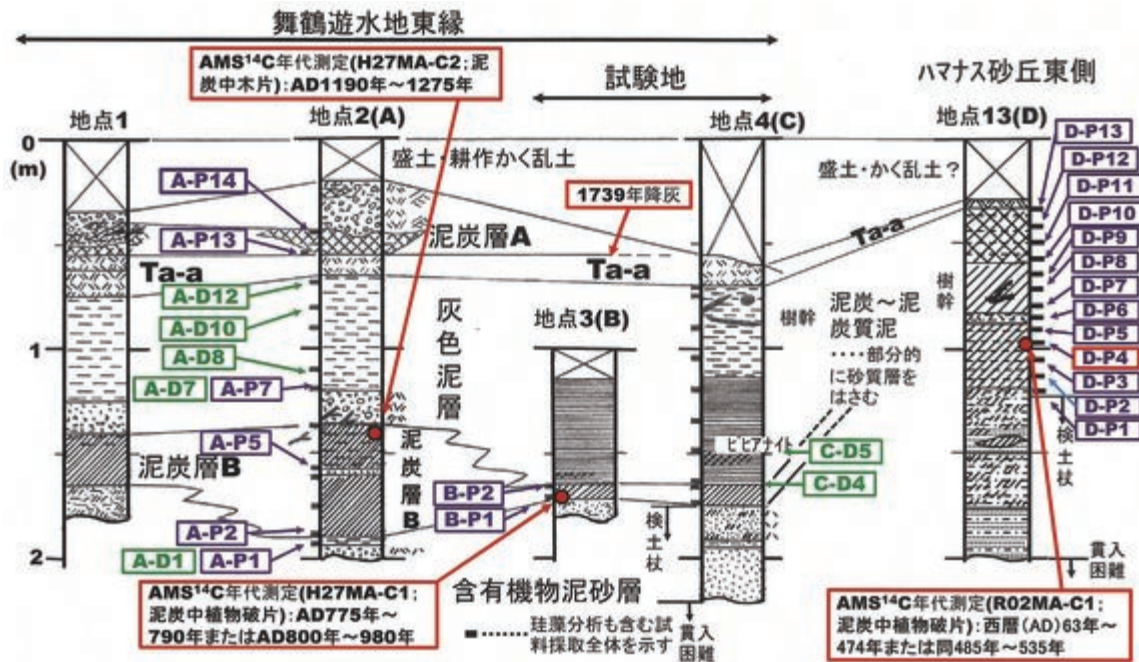
地点1および地点2（第13図a）では，I（耕作かく乱土または盛土）とII（腐植質泥炭層：泥炭層A）の間



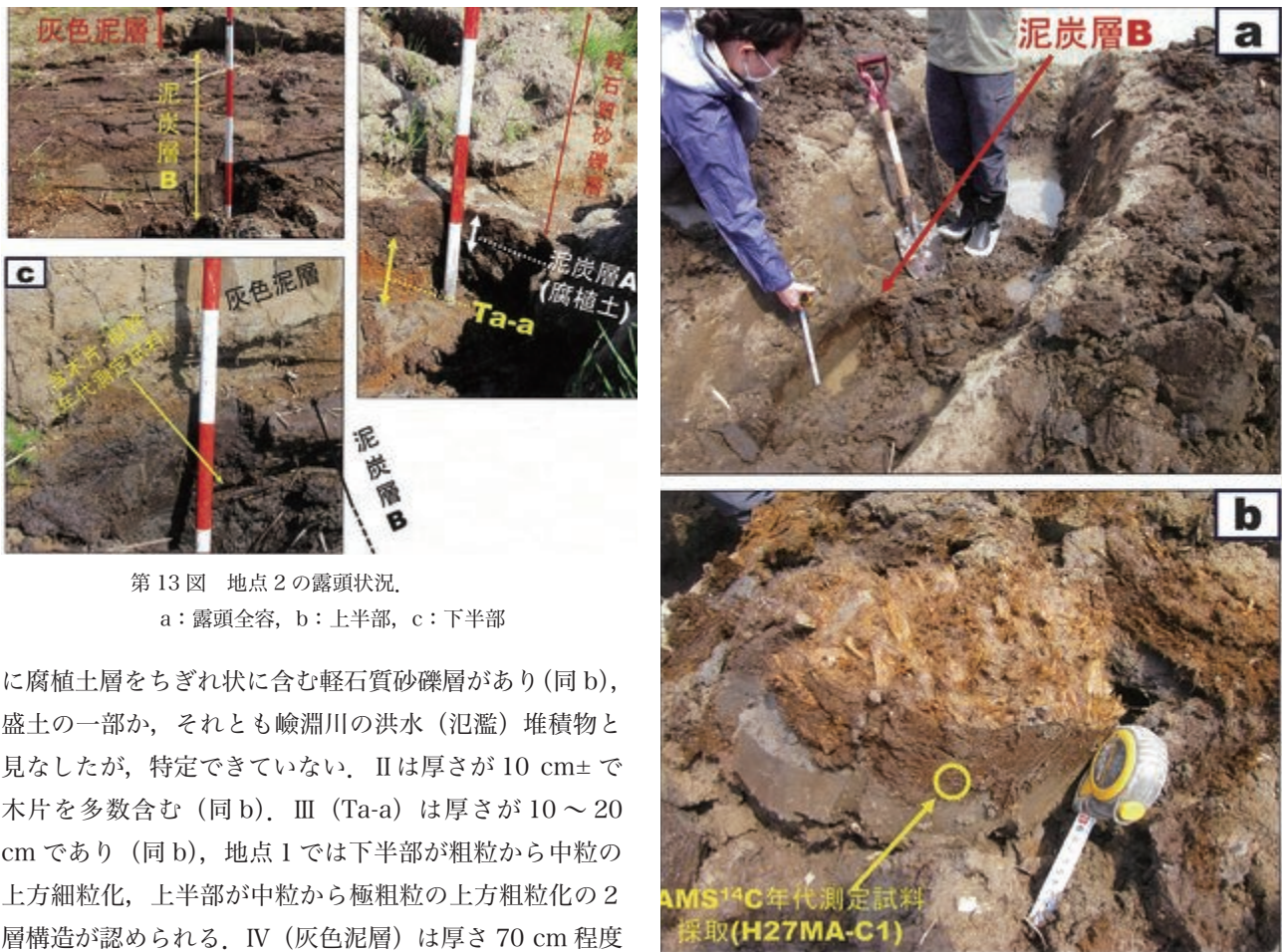
第10図 舞鶴遊水地南東角部の景観（2015年4月30日撮影）。a：遊水地南東角部の試験地の東側堤防上から北西を望む。b：南東角部（験淵川との境界堤防上から東北東へ向かって撮影）。c：試験地。



第11図 ハマナス砂丘付近の景観。a：地点13付近から北北西へ向かって撮影。b：砂丘案内板とハマナス群落。c：砂丘北西側（排水溝設置）。d：写真cの北西側（点線より手前の黄褐色混在部は元々の砂丘範囲）。



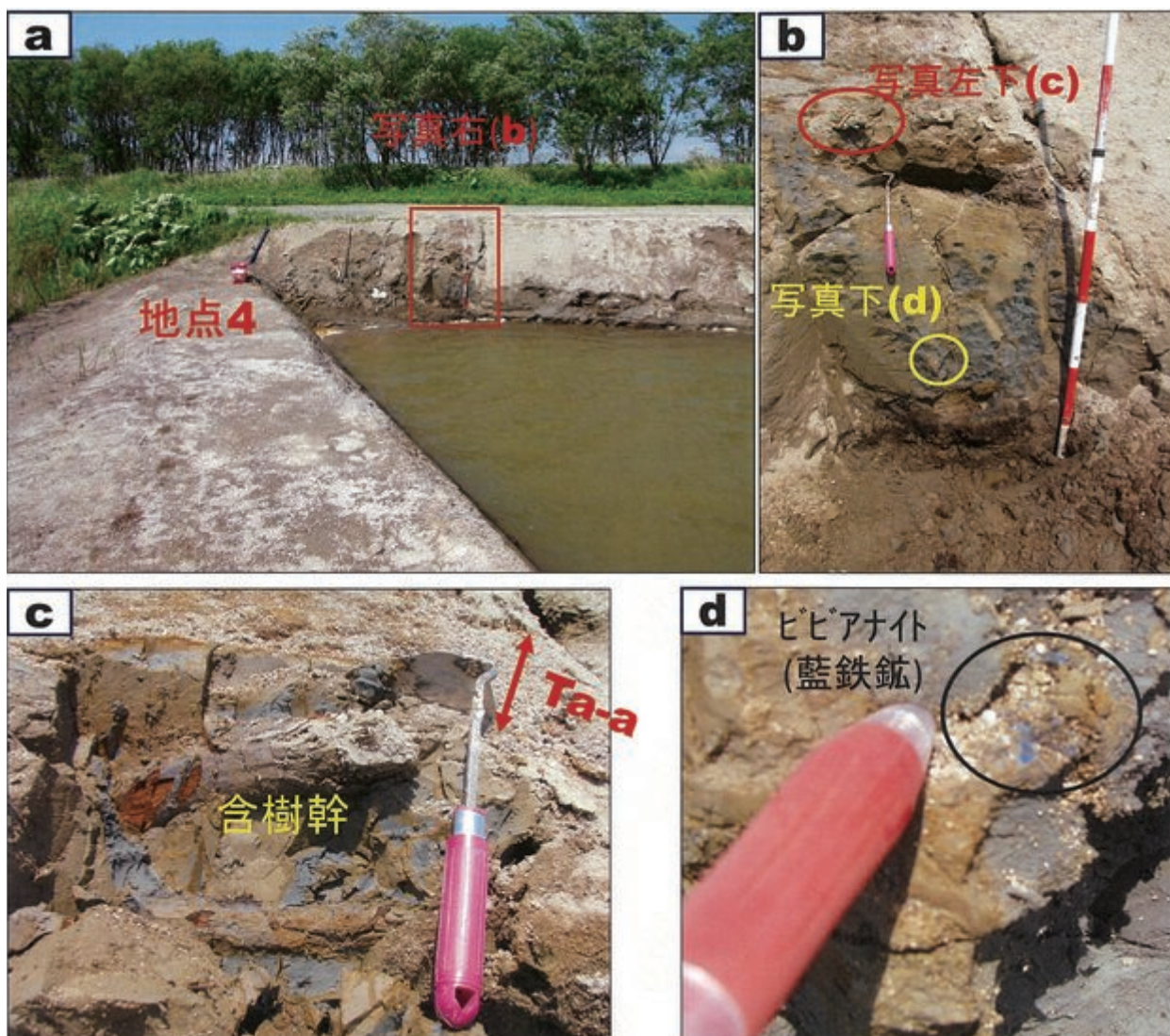
第12図 AMS¹⁴C年代測定・花粉分析・珪藻分析の試料採取箇所の露頭柱状図と試料の採取層準。地質凡例は第9図に従う。赤丸は年代測定、紫色表示は花粉分析、緑色表示は珪藻分析の試料を示す。第8図に露頭柱状図の位置を示す。



第13図 地点2の露頭状況。
a：露頭全容，b：上半部，c：下半部

に腐植土層をちぎれ状に含む軽石質砂礫層があり(同b)、盛土の一部か、それとも嶮淵川の洪水(氾濫)堆積物と見なしたが、特定できていない。IIは厚さが10cm±で木片を多数含む(同b)。III(Ta-a)は厚さが10~20cmであり(同b)、地点1では下半部が粗粒から中粒の上方細粒化、上半部が中粒から極粗粒の上方粗粒化の2層構造が認められる。IV(灰色泥層)は厚さ70cm程度であり、主部は泥(粘土~シルト質粘土)を主体とするが、最下部15cmは軽石質粗粒砂~砂礫で、木片、チャート・珪岩・硬質頁岩の砂粒・細礫を含んでいる。V(泥炭層B)は厚さが25~55cmであり、地点2では最上部で木片

第14図 地点3(試験地南西角)の露頭状況。
a：露頭全容，b：掘り上げた泥炭層B(年代測定試料H27MA-C1採取)



第 15 図 地点 4 (試験地北西角露頭) 露頭状況。

a: 地点 4 の全景, b: 詳細観察・柱状図作成部分, c: Ta-a 直下の含樹幹, d: 青色のビビアナイト (藍鉄鉱)。

(樹幹の一部) を含み, それを AMS¹⁴C 年代測定試料として採取した (第 13 図 c; 測定試料 H27MA-C2). VI (含有機物泥・砂層) は厚さ 50 cm 程度が観察でき, 泥炭層 B の直下部分が火山ガラス・軽石質の中～粗粒砂よりなる. 地点 2 (A) では, 花粉分析または珪藻分析試料として, 下位より A-P1 ~ 14 を採取したが, そのうち, 花粉分析の試料として花粉・胞子を検出したのは, 主に泥炭と腐植土で, 下位より, VI 最上部の A-P1, V 最下部の A-P2, V 中部の A-P5, IV 下部の A-P7, II の A-P13, 14 である. 珪藻分析の試料として, VI および IV から A-D1, A-D7, A-D8, A-D10 および A-D12 を選び出した (いずれも泥質).

試験地では, その南西端と北西端の 2 地点 (地点 3 および 4) で柱状図を作成し試料採取を行った (第 14 図 a, 第 15 図 a). 両地点では旧道路の設置の際の切り込み・盛土などのために II (泥炭層 A) を欠いている.

IV は厚さ 95 cm で, 泥 (粘土～シルト質粘土) を主体とし, 薄板状の層理が顕著である. 地点 4 では最上部で木片 (樹幹) を含み (第 15 図 b, c), 下部でビビアナイト (藍鉄鉱) の含有を確認した (同 b, d). V は厚さ 10 cm 程度の繊維質の泥炭で, 地点 3 (B) では, 花粉分析試料として, B-P1 および B-P2 を採取し, そのうち下位の B-P1 は AMS¹⁴C 年代測定試料にも供した (第 14 図 b; 測定試料 H27MA-C1). さらに, 地点 4 (C) では花粉・珪藻分析試料として IV および V について, 10 試料を採取したが, この内, IV 下部の 2 点について珪藻分析試料として供した (C-D4, D5).

地点 13 はハマナス砂丘東側の排水溝の壁面に位置し, そこで花粉分析試料の採取を行った (第 12 図). III (Ta-a) 以下～88 cm 下位の間は, 上位より暗灰色腐植土 (厚さ 25 cm), 黒褐色繊維質泥炭 (23 cm), シルト質火山灰 (5 cm), やや泥質の繊維質泥炭 (30 cm), 含植

第2表 AMS¹⁴C年代測定結果一覧 (Beta- : (株)地球科学研究所測定, NUTA2- : 名古屋大学宇宙地球環境研究所年代測定研究部測定). 第12図に採取地点および層準表示.

試料名 (Lab. No.)	試料種類	Conventional radiocarbon age(years BP)	Calibrated Result(暦年代) (years BP)	σ13 (0/00)	前処理	付記
H27MA-C1 (Beta-415456)	泥炭中小植物破片	1140±30	Cal AD 775 to 790 (Cal BP 1175 to 1160) or Cal AD 800 to 980 (Cal BP 1150 to 970)	-27.8	酸-アルカリ-酸	遊水地内南東角
H27MA-C2 (Beta-415457)	泥炭中小木片	800±30	Cal AD 1190 to 1275 (Cal BP 760 to 675)	-26.1	酸-アルカリ-酸	遊水地内試験地
R02MA-C1 (NUTA2-28423)	泥炭	1750±100	Cal AD 63 to 474 (Cal BP 1887-1476) or Cal AD 485 to 535 (Cal BP 1465-1415)	-26.8	酸-アルカリ-酸	ハマナス砂丘東側

物破片の砂質泥(厚さ5 cm+)の層序であり, 13点(下位よりD-P1~13)の試料採取し, そのうちD-P4についてはAMS¹⁴C年代測定試料にも供した(測定試料R02MA-C1).

AMS¹⁴C年代測定結果

試料の採取・測定は2015年と2020~2021年の2回に分けて行った(岡ほか, 2021). 2015年については, 遊水池南東角の地点2および地点3で採取した泥炭から, それぞれH27MA-C1(泥炭中の植物片), H27MA-C2(泥炭中の小木片)を整えて測定した. 2020~2021年については, ハマナス砂丘付近の地点13で採取した泥炭から, 測定試料として, R02MA-C1(泥炭中の植物片)を整えて測定したが, 岡ほか(2021)では暫定値として報告していた. 測定結果は一括して第2表に示す. 2015年測定の暦年代の較正については, IntCal-13(Reimer et al., 2013)が, 2021年測定については, IntCal-20(Reimer et al., 2020)が使用されている. なお, 較正曲線の表示は省略した.

H27MA-C1は試験地の泥炭層B(層厚8 cm)の基底部, すなわち泥炭Bの堆積の始まりを示す試料で(第12図地点3), 測定結果は暦年代でAD 775年~790年または同800年~980年になった(第2表). これは奈良時代(710年~794年)末または平安時代(794年~1192年頃)の初期という年代である.

H27MA-C2は試験地の南方約400 m地点(第12図地点2)の泥炭層B(層厚55 cm)の最上部に含まれる木片で, この地点の泥炭層Bの堆積の終わりを示す試料である. 測定結果は暦年代でAD 1190年~1275年(第2表), ほぼ鎌倉時代(1185年~1333年)前期の年代である.

R02MA-C1はハマナス砂丘東側のTa-aの下位60 cmの試料(花粉分析試料D-P4に該当)である(第12図地点13). 測定結果はAD 63年~474年または485年

~535年で, 弥生時代中頃から古墳時代, 北海道の時代区分では縄文時代の中~後期である.

花粉分析の方法と結果

1. 分析方法と検鏡

約2 ccの試料に10% KOHを注ぎ1昼夜放置後, 分散させ105 μmの網を通し放置する. 傾斜法で上澄みの除去を続け花粉より小さい粒子がなくなったら, 試料に希釈した塩酸を加え石灰分微粒子を溶かし, ビーカーの底に沈んだ珪酸分を取り除く. アセトリシス処理に続き, 塩化亜鉛過飽和溶液で花粉を浮かせ超音波発振器で分散を進めた後, グリセリンゼリーでスライドガラス上に封入した. Zeiss アキシオスコープ光学顕微鏡1,000倍下で花粉と胞子を同定した. 花粉の表示順はAPG分類体系(高橋・松井, 2015)による. 数える花粉数は星野(1990, 1994)を考慮し, 100個を基準とした.

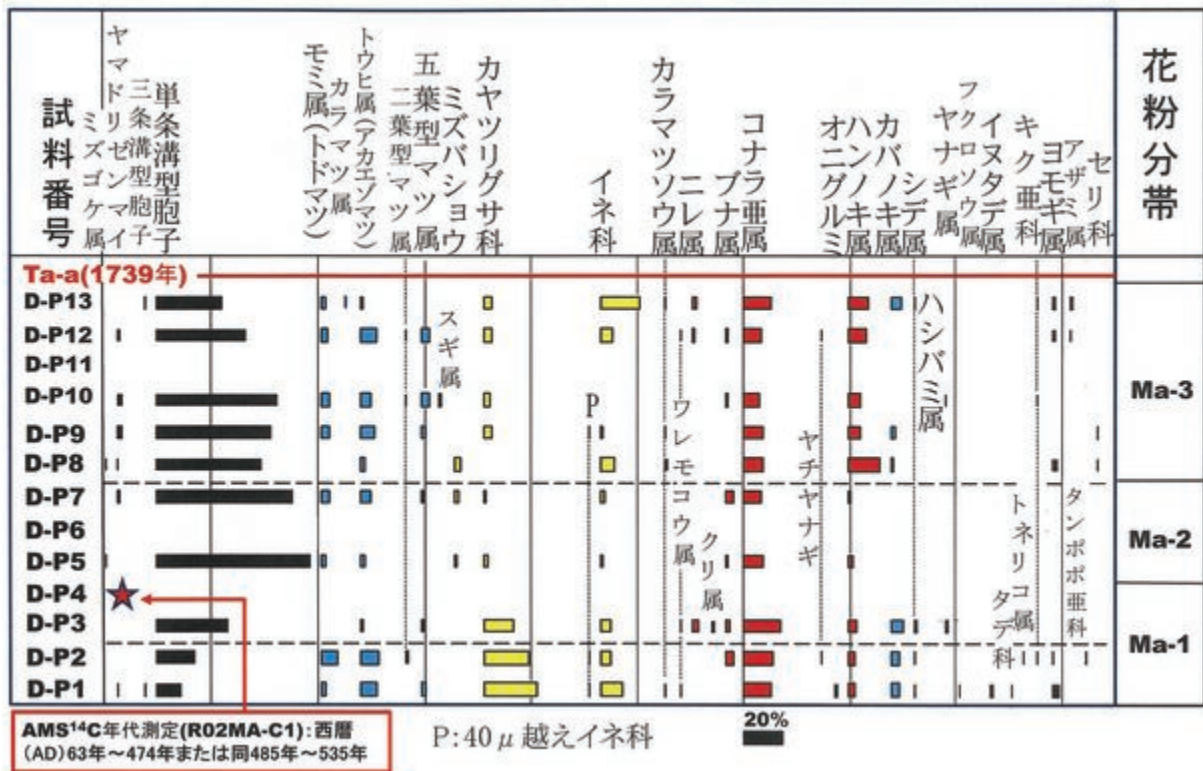
「沖積層最上部の地質調査と試料採取」の「2. 試料採取」で述べたように, 地点2では花粉分析試料として, 下位より14点を採取したが, そのうち, フミン酸を含む反応がみられなかったため処理を行わなかったものもあり, 花粉・胞子を検出したのはA-P1, A-P2, A-P5, A-P7およびA-P13・14である. 地点3では花粉分析試料として, B-P1およびB-P2を, 地点13では下位よりD-P1~13の試料を採取し, 分析に供した.

2. 分析結果と花粉分帯

分析結果を, 一括して第3表にまとめ, 花粉組成図は便宜上, 遊水地南東角の地点2・3およびハマナス砂丘東側の地点13で別々にまとめた. A-P3, A-P6, A-P7, A-P13, B-P2, D-P6およびD-P11については, 検出できなかった花粉数が数個以下で, 結果の検討対象には不可であった. 50個の測定数となったA-P5を含め100個を数えた試料について, 主な種類の花粉の組成と花粉分帯示すと, 第16, 17図のようになる.

(1) 地点2および地点3の分析結果(第16図)

A-P1(泥炭層堆積前)はカヤツリグサ科48%でコナラ亜属18%となる. これは湿地の拡大した環境で気候良



第 17 図 地点 13 (ハマナス砂丘東側) 沖積層最上部の主な種類の花粉組成図. 細点線は少産種を見やすくするために便宜的に引いた. 第 12 図に試料の採取層準を示す. 右下にパーセンテージスケール (20%) 表示.

クとして D-P13 の 34 % へと次第に減少する. コナラ亜属 10 % 前後, ハンノキ属を 10 ~ 15 % 程度含む. 針葉樹のモミ属 (トドマツ)・トウヒ属 (アカエゾマツ) を合わせて 10 % あまり含む. カヤツリグサ科は低率である. D-P13 で, 減少したシダ類 (34 %) に対応するようにイネ科が 20 % に急増するのが注目される. 拡大した湿地が, 次第に乾燥化し, 草原環境へ変わる環境である.

(3) 花粉分帯

(1) および (2) の結果を合わせて花粉分帯を行う. そのため, AMS¹⁴C 年代値と降下火山灰 Ta-a (AD1739 年降灰) を手掛かりとして, 採取・分析試料を以下のように古い方より順に整理した. なお, 岡ほか (2021) では (2) の分析結果を便宜的に (1) の A-P5 ~ A-P14 の花粉分析空白間に当てはめてまとめていたが, 本報告では以下の iii の年代値を確定値として扱い再整理を行った.

i) H27MA-C1 (AD 775 年 ~ 790 年または AD 800 年 ~ 980 年) 相当およびそれより下位 (古い) の試料: 地点 13 の下位より, D-P1, D-P2, D-P3, D-P4 である.

ii) H27MA-C1 (775 年 ~ 790 年または 800 年 ~ 980 年) 相当およびそれより上位 (新しい) で, H27MA-C2 (AD 1190 年 ~ 1275 年) 付近までの試料: 地点 2・3 の下位より, B-P1, B-P2, A-P1, A-P2,

A-P5, A-P7 である.

iii) R02MA-C1 (AD 63 年 ~ 474 年または AD485 年 ~ 535 年) より上位 (新しい) で, 上限が Ta-a (AD 1739 年降灰) の試料: 地点 13 の下位より, D-P5, D-P6, D-P7, D-P8, D-P9, D-P10, D-P11, D-P12, D-P13 で, ii と一部が時代的に重なる可能性がある.

iv) Ta-a (1739 年降灰) より上位 (新しい) 試料: 地点 2 の下位より A-P13, AP-14.

これらに, 各試料の花粉構成を勘案して以下のように花粉分帯を行った.

Ma-1 帯 (試料 D-P1 ~ 3, B-P1, A-P1, A-P2): AD 1000 年頃以前で, 北海道の時代区分で言えば, 続縄文時代から擦文時代前半である. コナラ亜属が 15 ~ 20 % 程度, 単条溝型胞子 (シダ類) とカヤツリグサ科が合わせて 50 % 程度を占め, 湿地の拡大した環境で気候良好であるが, 針葉樹 (トウヒ属・モミ属) も 15 % ~ 20 % 弱含まれ, 調査地東側に存在する馬追丘陵に続く林地の存在を示す.

Ma-2 帯 (試料 A-P5, D-P5, D-P7): A-P5 ではコナラ亜属は 34 % に増加し, ゼンマイ属が 8 %, 単条溝型胞子のシダ類が 12 % 存在し, カエデ属, シデ属の増加によって, 気候は A-P2 より温暖化している. 針葉樹のモミ属, トウヒ属を 15 % 程度含む. D-P5 および D-P7 は単条溝型胞子のシダ類が極めて多く, 75 % 前後を占

める。コナラ亜属 10 % 程度で、これは湿地の拡大した環境で気候良好である。針葉樹のモミ属、トウヒ属を 5 ~ 10 % 程度含む。

Ma-3 帯 (試料 D-P8 ~ 10, D-P12, D-P13) : 単条溝型孢子のシダ類が極めて多く、35 ~ 60 % 程度を占め、D-P10 の 61 % をピークとして D-P13 の 34 % へと次第に減少する。コナラ亜属 10 % 前後、ハンノキ属を 10 ~ 15 % 程度含む。針葉樹のモミ属 (トドマツ)、トウヒ属 (アカエゾマツ) を合わせて 10 % あまり含む。カヤツリグサ科は低率である。D-P13 で、減少したシダ類 (34 %) に対応するようにイネ科が 20 % に急増するのが注目される。拡大した湿地が、次第に乾燥化し、草原環境へ変わる環境である。

Ma-4 帯 (試料 A-P14) : AD 1739 年以降で、落葉広葉樹ではコナラ亜属 14 % 含み、イネ科、カヤツリグサ科が合わせて 25 % を占める。針葉樹のモミ属 (トドマツ) 14 %、トウヒ属 (アカエゾマツ) 17 % で、やや寒冷な気候を示す。

珪藻分析の方法と結果

1. 分析方法

「沖積層最上部の地質調査と試料採取」の 2 に示すように、舞鶴遊水池南東角部の地点 2 の 5 試料 (A-D1, D7, D8, D10, D12) および地点 4 の 2 試料 (C-D4, D5) について分析を実施した (第 12 図)。

試料の処理は次の手順で行った。i) 乾燥した試料を 0.5g 計量する。ii) 試料に過酸化水素水 (30 %) 10 cc を加え、2 時間放置後、沸騰水を加え 1 昼夜放置する。iii) 上澄み液を捨て、蒸留水を加え 2 時間放置し (粘土分の除去)、これを 2 回繰り返す。iv) よく懸濁させ、傾斜法により砂分を除去した後、0.5 cc をプレパラート (カバーガラス 18 mm×18 mm) にマウントメディアで封入する。

殻片の同定は 1,000 の倍率で行い、算定は 1 枚のプレパラートについて 200 殻片に達するまで行なった。殻片の算定は、原則として全体の 2/3 が残されているものについて実施したが、狭長な殻片についてはこの限りではない。さらに、検鏡した行数から 1 枚のプレパラート中の殻片数を算定し、懸濁水の希釈割合から、乾燥試料 1 mg 当たりの殻片数として算出した。1 mg 中の殻片数は VR : 10 殻片未満, R : 10 ~ 99, C : 100 ~ 999, A : 1,000 ~ 9,999, VA : 10,000 殻片以上で表示した。いずれの試料も殻片の保存は良好である。

種の同定や種の生態 (海水生 : M, 海~汽水生 : M/B, 汽水生 : B, 汽~淡水生 : B/F, 淡水生 : F) は主として

Hustedt (1930), Krammer and Lange-Bertalot (1986, 1988, 1991a, 1991b), Witkowski et al. (2000) を用い、分類体系は Round et al. (1990) に従った。

2. 分析結果 (各試料の珪藻群集) と堆積環境の推定

分析結果の詳細は一覧表 (第 4 表) に、各試料における代表的な珪藻種属の出現状況を第 18 図に示す。試料毎に珪藻群集の特徴とそれから推定される堆積環境について述べると以下のようになり、珪藻群集から推定される堆積環境は A-D1 が池沼、C-D4, D5, D7, D8, D10, D12 が湖沼である。なお、いずれも試料に海~汽水生種が含まれるが、この評価については後述するように、古地理的条件等を勘案し別途検討が必要である。なお、絶滅種は産出してはいないが、現存種であるが生層序学的に初出現 (第四紀初頭) などが問題となる *Neodenticula seminae* が 1 個体、試料 A-D10 で産出している。

A-D1 : 池沼 (海~汽水種をごくわずかに含む)

殻片数は非常に多く (VA), 66 種出現し、鑑定 200 個のうち海~汽水生種 2 個 (1 %), 汽~淡水生種 32 個 (16 %), 淡水生種 166 個 (83 %). 淡水生付着性種の *Tabellaria fenestrata* (12.5 %), 汽~淡水生付着性種の *Staurosirella pinnata* (12.0 %), 淡水生底生種の *Diploneis ovalis* (7.0 %), 淡水生付着性種の *Rhopalodia gibba* (6.0 %), 汽~淡水生付着性種の *Staurosirella pinnata* (10.0 %) で、海~汽水生種は *Nitzschia coarctata* (0.5 %) と *Nitzschia levidensis* (0.5 %) が出現する。池沼に一般的に出現する種が多く、淡水池沼の環境を示す。

C-D4 : 湖沼 (海~汽水種をごくわずかに含む)

殻片数は非常に多く (VA), 54 種出現し、鑑定 200 個のうち海~汽水生種 2 個 (1 %), 汽~淡水生種 16 個 (8 %), 淡水生種 182 個 (91 %). 淡水生浮遊性種の *Aulacoseira alpigena* (54.0 %) が圧倒的な優占種で、淡水生浮遊性種の *Aulacoseira ambigua* (5.0 %), 汽~淡水生付着性種の *Staurosirella pinnata* (4.0 %), 淡水生付着性種の *Tabellaria fenestrata* (4.0 %) が出現する。海~汽水生種は *Nitzschia levidensis* (0.5 %) と *Nitzschia lorenziana* (0.5 %) のほか、汽水湖沼によく見られる汽~淡水生浮遊性種の *Thalassiosira bramptonae* が 1.0 % 出現する。なお、やや水深のある湖沼に一般的な浮遊性種である *Aulacoseira granulata* の出現は低率である。淡水湖沼の環境を示す。

C-D5 : 湖沼 (海~汽水種をわずかに含む)

殻片数は多く (A), 73 種出現し、鑑定 200 個のうち海~汽水生種 8 個 (4 %), 汽~淡水生種 47 個 (23.5

第4表 舞鶴遊水地の沖積層最上部の珪藻化石分析結果.

Table with columns: 種名 (Species Name), 生息域 (Habitat), 生態 (Ecology), and 地層 (Stratum) with sub-columns A-D7, C-D6, A-D7, A-D8, A-D10, A-D12.

Table with columns: Species Name, F, B, P, and counts for strata 200, 500, 1000, 2000, 5000, 10000.

Habitat: M: Marine water, MB: Marine to brackish water, B: Brackish water, BP: Brackish to fresh water, F: Fresh water. Ecology: P: Plankton, E: Epiphyte, B: Benthon. +: Occurrence.

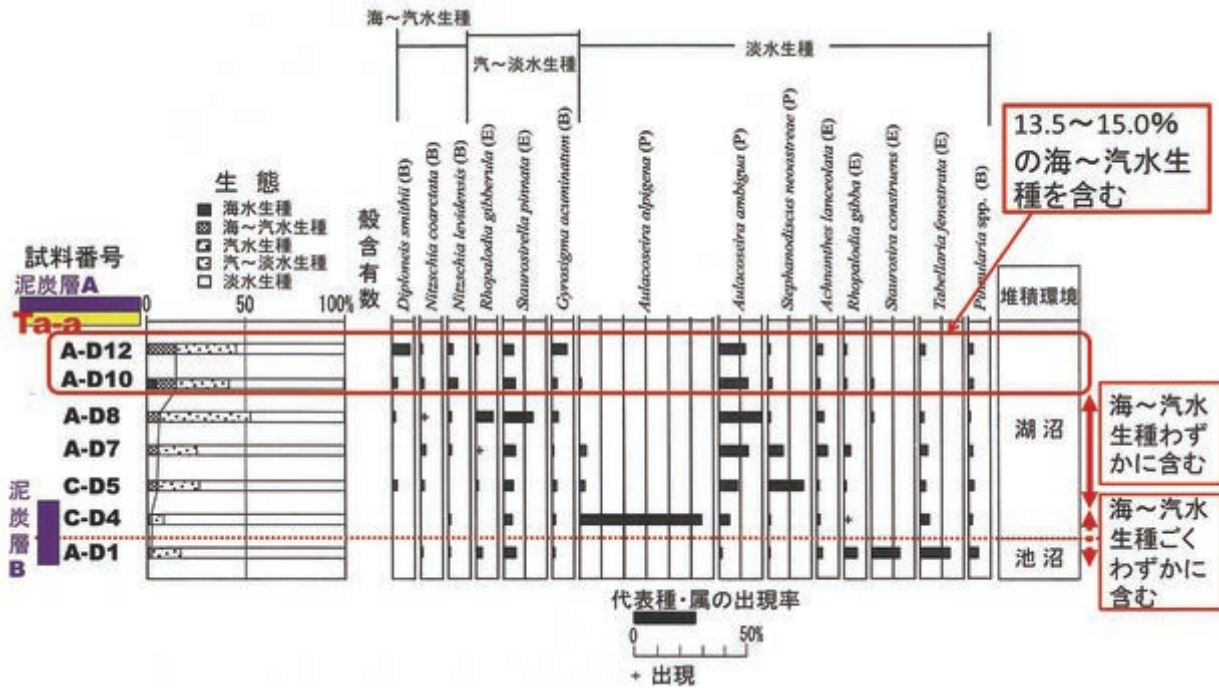
%, 淡水生種 145 個 (72.5 %). 淡水生浮遊性種の Stephanodiscus neostreae (16.0 %) が優占種で, 淡水生浮遊性種の Aulacoseira ambigua (9.5 %), 淡水生浮遊性種の Stephanodiscus medius (6.5 %), 汽~淡水生付着性種の Staurosirella pinnata (4.5 %) が出現する. そのほか, 汽~淡水生浮遊性種の Thalassiosira bramaputrae (1.5 %), 海~汽水生底生種の Diploneis smithii (2.5 %) や Nitzschia coarctata (1.0 %) を含む. 淡水湖沼の環境を示す.

A-D7: 湖沼 (海~汽水種をわずかに含む)

殻片数は多く (A), 68 種出現し, 鑑定 200 個のうち海~汽水生種 10 個 (5 %), 汽~淡水生種 41 個 (20.5

%), 淡水生種 149 個 (74.5 %). 淡水生浮遊性種の Aulacoseira ambigua (23.0 %) が優占種で, 淡水生浮遊性種の Stephanodiscus neostreae (7.5 %), 汽~淡水生付着性種の Staurosirella pinnata (6.0 %), 淡水生付着性種の Achnanthes lanceolata (4.0 %), 汽~淡水生付着性種 Pseudostaurosira brevistriata (4.0 %) が出現する. 海~汽水生底生種の Nitzschia coarctata (2.5 %), Nitzschia levidensis (1.5 %), 海~汽水生付着性種の Achnanthes delicatula (0.5 %), 海~汽水生底生種の Nitzschia lorenziana (0.5 %) を含む. 淡水湖沼の環境を示す.

A-D8: 湖沼 (海~汽水種をわずかに含む)



第 18 図 代表的な珪藻種属の出現状況. 第 12 図に試料の採取層準を示す.

殻片数は非常に多く (VA), 62 種出現し, 鑑定 200 個のうち海～汽水生種 12 個 (6%), 汽～淡水種 92 個 (46.0%), 淡水生種 96 個 (48.0%). 淡水生浮遊性種の *Aulacoseira ambigua* (19.5%) が優占種で, 汽～淡水生付着性種の *Staurosirella pinnata* (12.4%), 汽～淡水生付着性種の *Rhopalodia gibberula* (8.0%), 汽～淡水生底生種の *Nitzschia constricta* (7.5%) が出現する. 海～汽水生底生種の *Gyrosigma distortum* (3.0%), *Nitzschia levidensis* (1.5%), *Diploneis smithii* (0.5%) を含む. 淡水湖沼の環境を示す.

A-D10: 湖沼 (海～汽水種を 13.5% 含む)

殻片数は多い (A), 67 種出現し, 鑑定 200 個のうち海水生種 8 個 (4%), 海～汽水生種 19 個 (9.5%), 汽～淡水生種 55 個 (27.5%), 淡水生種 118 個 (59.0%). 淡水生浮遊性種の *Aulacoseira ambigua* (12.5%) が優占種で, 汽～淡水生付着性種の *Staurosirella pinnata* (5.5%), 汽～淡水生底生種で大型種の *Surirella biseriata* (5.0%), 汽～淡水生底生種の *Navicula cryptocephala* (4.0%), 海～汽水生底生種の *Nitzschia levidensis* (4.0%) が出現する. 海・汽水種 (海水生種+海～汽水生底生種+汽水種の合計) の割合が 13.5% を占め, 海～汽水生底生種の *Diploneis smithii* (2.5%), *Nitzschia coarctata* (1.5%), *Gyrosigma distortum* (1.0%) を含む. 淡水湖沼の環境を示す.

A-D12: 湖沼 (海～汽水種を 15.0% 含む)

殻片数は多く (A), 68 種出現し, 鑑定 200 個のうち海水生種 1 個 (0.5%), 海～汽水生種 29 個 (14.5%), 汽～淡水生種 61 個 (30.5%), 淡水生種 109 個 (54.5%). 淡水生浮遊性種の *Aulacoseira ambigua* (12.0%) が優占種で, 汽～淡水生付着性種の *Staurosirella pinnata* (5.0%), 汽～淡水生底生種の *Navicula cryptocephala* (4.0%), 淡水生底生種の *Navicula trivialis* (4.0%) が出現する. 海・汽水種の割合が 15.0% を占め, 海～汽水生底生種の *Nitzschia levidensis* (2.0%) や *Gyrosigma distortum* (2.0%) を含む. 淡水湖沼の環境を示す.

考 察

1. 泥炭層などの形成年代について

第 9, 12 図に示すように, 泥炭層 A の直下には樽前 a 火山灰 (Ta-a) が挟まれるがこれは AD 1739 年 (江戸時代中期) の降灰である. 泥炭層 A は腐植土質であり, Ta-a 以降に堆積したものであることから, 江戸時代中期以降の近世の堆積物と見なされる. 上位の農耕かく乱土との関連では, 耕作により失われている場合がある. 泥炭層 B については試験地付近 (地点 3~6) では薄いがその周辺では 30 cm~50 cm 前後と厚くなっている. この厚い泥炭の始まりが, 試験地の薄い泥炭の堆積の始まりと同時であるとした場合, その堆積年代は, 試料 H27MA-C1 の暦年代 (AD 775 年~790 年または 800 年~980 年) ~試料 H27MA-C2 の暦年代 (AD 1190

年～1275年)の間、すなわち奈良時代(710年～794年)末または平安時代(794年～1192年頃)の初期からはほぼ鎌倉時代(1185年～1333年)前期という年代で、奈良時代末または平安時代初期以降の340年～450年間に堆積したものを見なすことができる。北海道における考古年代区分にあてはめれば、この期間はいわゆる擦文時代(飛鳥時代～鎌倉時代初期)のほぼ中～後期に該当する。

泥炭層Aと泥炭層Bの間の均質なシルト質粘土～粘土で、部分的に堆積顕著な灰色泥層は旧馬追沼の堆積物である。年代は上下位の泥炭層A・泥炭層Bとの関連から、平安時代～江戸時代前期(擦文時代～アイヌ文化期)と見なされる。なお、泥炭層Bはこの灰色泥層と一部指交関係になるが、切れ切れながら舞鶴遊水地とその周辺に追跡でき、馬追沼地域における一時的な湿原の広がりを反映していると考えられる。

以上のことから、舞鶴遊水地の南東部付近では、泥炭層B以降の地表下2m～2m弱の厚さの表層部分の年代は奈良時代末～平安時代初期から現在までの1,200年あまりの期間の堆積物であることが判明した。

2. 花粉分析結果のまとめと考察

花粉分帯については、AMS¹⁴C年代測定からMa-1帯(試料D-P1～4, B-P1, A-P1, A-P2)が、AD 63年～474年または485年～535年付近から775年～790年または800年～980年)付近までで、厳密に年代は絞れないが、ほぼ弥生時代中頃～平安時代初期の期間で、北海道の年代区分では続縄文時代中頃～擦文時代中頃である。Ma-2帯(試料A-P5, D-P5, D-P7)およびMa-3帯(試料D-P8～10, D-P12, D-P13)はAD 1190年～1275年付近から1739年のTa-a降灰直前で、平安時代中頃～江戸時代中期である。

Ma-1～3帯では、木本では針葉樹のモミ属(トドマツ)およびトウヒ属(エゾマツ・アカエゾマツ)も一定割合で含まれるが、落葉広葉樹が主体で、特にコナラ亜属が10～15%程度含まれ、Ma-2帯のA-P5では34%と極めて高率で、全体として温暖である。Ma-3帯(D-P8～13)ではさらにハンノキ属が6～16%含まれるようになる。草本では、シダ植物(単条溝型)が多く、特にMa-3帯では50%前後となり、D-P5では78%と極めて高率である。シダ植物が減少すると、カヤツリグサ科・イネ科が増える傾向があり、特にMa-1帯ではそれが顕著である。このような変化は湿原状態の変遷を反映したものであると考えられる。

Ma-4帯は、コナラ亜属14%含み、イネ科・カヤツリグサ科が合わせて25%を占め、針葉樹のモミ属(ト

ドマツ)14%、トウヒ属(アカエゾマツ)17%でやや寒冷な気候が示される。AD 1739年のTa-a降灰直後で、江戸時代後期の寒冷のピーク頃(AD 1800年前後の天明・天保の大飢饉)を示しているであろう。参考までに、長沼町史編さん委員会(1977)は明治時代初期の開拓当時の馬追丘陵の周辺台地から尾根部の植生について、「太いカシワを主としハンノキを交えた樹林と近隣のオニグルミ、ヤナギ、シラカバ、馬追山国有林付近にトドマツ、シナノキ、エゾイタヤ、マカバ、ハンノキ、サワシバ、ニレ、カシワ、アサダ、ヤチダモ、オニグルミなどが存在する」としている。

中塚(2022a, b)は、中部日本の過去2,600年間の年輪セルロースの酸素同位体比の気候学的成分、すなわち酸素・水素同位体比を組み合わせて、それらの連立方程式を解くことで、樹齢効果だけを消去して抽出した気候変化の詳細な経年変化などを示している。それによれば、大まかに2,500年前頃～2,100年前頃(弥生時代中期)はかなり温暖、2,000年前頃～900年前頃(弥生時代後期～平安時代)は温暖で、900年前頃以降次第に寒冷が進み、400年前頃～250年前頃(江戸時代前～中期)にやや寒冷で、特に250年前頃にはかなり寒冷な時期があったとされる。Kitagawa and Matsumoto(1995)および北川・松本(1998)は鹿児島県屋久島の屋久杉年輪の炭素同位体比変動から過去2,000年間の気候変動を論じているが、これらも大まかには中塚の示した結果と類似している。本検討地域の花粉分析結果とそれから読み取れる古気候・環境変化も以上のような変化に準じてとらえることが可能である。

3. 珪藻分析結果の考察

遊水地南東部付近の沖積層最上部分のIV(灰色泥層)とVI(含有機物泥・砂層)最上部から採取し、分析した試料には、1～15%の海・汽水種が含まれているが、推定される堆積環境についてはほとんどが「湖沼」であるため、その意味合いについては古地理的な状況等をふまえた考察を行う。海・汽水種の存在は、その含有割合や殻の保存が良いなどの状況から見て誘導化石の可能性は極めて低く、「その時期に海水が浸入したため存在したか」、「以前の海進以降の古地理的变化により生じた陸封湖沼に適応・残存している」のか、のどちらかではないかと考えられる。

海跡湖沼において海進時に海・汽水種が浸入し、その後陸封などによって淡水化した場合、海・汽水種が淡水にも適応してその湖沼や上流の河川に陸封型として残存することはサケ科のヤマメ・アマゴ・イワナ・ニジマス、カジカ、アユ、ウグイ・エイなど魚類ではよく知ら

れている。単細胞性の藻類である珪藻について魚類と同列に論ずることはできないが、分析者の主な研究対象地である新潟の福島潟の事例を紹介すると以下のようである。縄文海進期に砂洲の形成とともに内陸側がラグーン化し、その後砂丘の発達でラグーンが分離し淡水湖沼となったが(安井ほか, 2007)、現在も付着性種の *Achnanthes delicatula* などの海・汽水種が生息している。縄文海進以降に砂丘が壊れて海が再度侵入した時期があり、この時期の珪藻分析結果では低塩分に適応する浮遊性種 *Cyclotella caspia*, *Cyclotella meneghiniana*, *Thalassiosira bramaputrae* などが優占する群集が卓越している。

舞鶴遊水池では汽水生浮遊性種の *Cyclotella caspia* は出現せず、汽～淡水生浮遊性種の *Cyclotella meneghiniana* や *Thalassiosira bramaputrae* は極めて低率で、淡水湖沼に一般的な *Aulacoseira* 属や *Stephanodiscus* 属が高率で出現している。縄文海進期ピーク以降、当地域がどのような環境変遷を経たのか(ラグーン奥→湖沼?)が重要な点であるが、今のところ地理的な位置などから見て、「以前の海進以降の古地理的变化により陸封された湖沼に海・汽水種が適応・残存した」可能性が高いのではないかと考える。今後、本検討地域付近で完新世の最大海進時以降、現在まで連続するボーリングコアにおいて、今回より深い部分の珪藻化石解析が進めばより確かな答えが出るであろう。千歳川で生息するヌマガレイ(松浦武四郎執筆の「夕張日誌」(丸山, 1976)では旧長都沼付近で比目魚一ヒラメやカレイのこととして目撃)も一般的には「海に近い湖沼や河川の汽水・淡で生息可能」とされる。旧長都沼や旧馬追沼を含む千歳川中流域は海域(石狩湾)から50 km程度離れているが、珪藻化石の海・汽水種珪藻の出現やヌマガレイが棲息していたということは、旧長都沼-馬追沼付近(第19図)は生態的な意味や古地理的な意味で、大変興味深い地域であることを示している。

西田(2006, 2009)は長都沼の形成に関して遺跡発掘結果にもとづき、「石狩低地帯南部(千歳市・恵庭市・長沼町)で1960年代まで見られた広大な沼沢地の水位は擦文文化期(1000年前)以降に上昇し、アイヌ文化期には標高8~9 mの高さまで水浸しになった」という主旨のことを述べている。この論述は舞鶴遊水池を含む旧馬追沼地域にもあてはまるが、珪藻分析を行った分析部分が「1. 泥炭層などの形成年代について」で述べたように奈良時代末~平安時代初期からTa-a降灰の直前(江戸時代中期)までである。分析結果で海・汽水種

が含まれ、上位へ向かってその割合が増える傾向にあるということは、上記の西田の論述を裏付けるように思えるが、これが確かであるか、千歳川中流域の他の個所も含めた検討が必要となる。

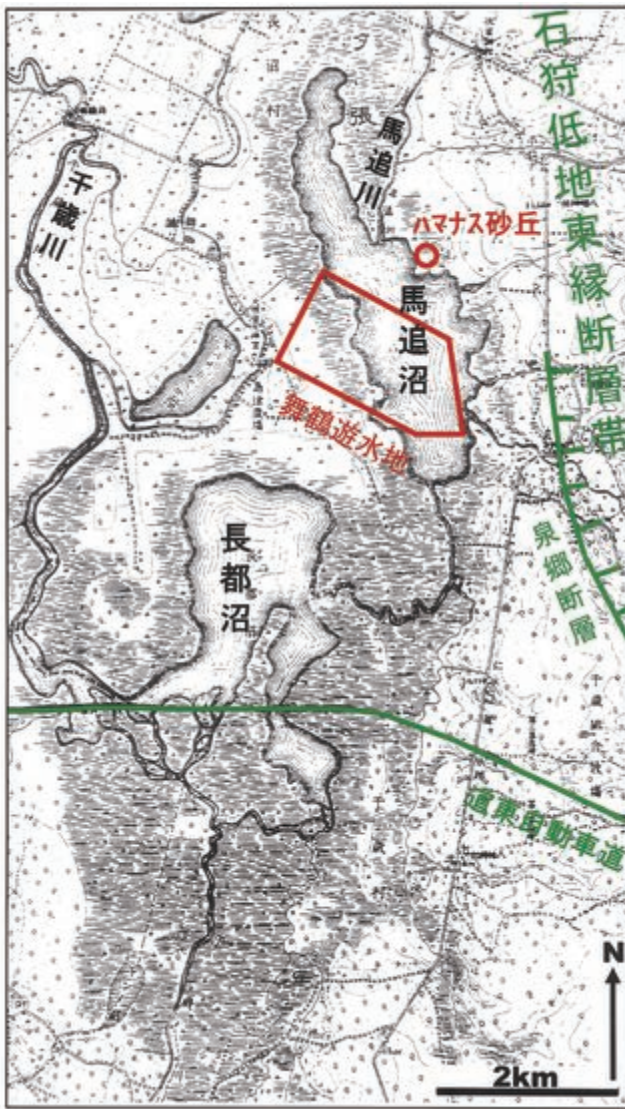
4. 石狩低地東縁断層帯の活動(馬追丘陵の隆起)と馬追沼の関係

第19図に示すように検討地域(舞鶴遊水池とその周囲)は、元々は馬追沼の南半部とその周辺地域に該当し、石狩低地東縁断層帯の西縁から西側地域に該当している。具体的には、同断層帯の一部を構成する泉郷断層が本検討地域の東側において北北西-南南東方向に延びている。この泉郷断層は活断層としては東落ち西上がりで、馬追丘陵が全体として西側の長沼低地に対して東側上がりで隆起しているのに対して、逆の動きを示す活断層になっている。これについては、栗田・横井(2000)および岡(2007, 2012)に示されるように、馬追丘陵を本質的に隆起させるものは、地下深部に隠された活断層(ブラインドスラスト)という東上がり西落ちの衝上断層(逆断層)が想定され、地表に見られる活断層(泉郷断層)はそれにともなう副次的なものである。

このように、石狩低地東縁断層帯の動き(地震活動)は馬追丘陵が全体として西側の長沼低地に対して東側上がりで隆起しているのが本質的なものである。本検討地域の南方の道東自動車道沿いの断面では、本郷層下限の垂直変位量が70 mに達するが、本郷層の始まりを10~11万年前とすると0.64 m~0.7 m/1,000年の変位速度となり、1回の地震で3 m程度の垂直変位とすると5,000年に1回程度の大地震が発生したことになる(岡, 2012)。第20図に長沼低地全体にわたる本郷層下限の標高分布図を示すが、これで明らかなように長沼低地の中軸を沈降軸として西側の野幌丘陵および東側の馬追丘陵側で隆起しているのが明瞭である。このことは、本郷層の始まり以降の10~11年万年間の累積した変位量の結果とも言える。これらの沼(旧沼)が沈降の中軸に必ずしも位置しないことについては、第20図に表現されないより細かな変動(変位)が石狩低地東縁帯沿いに生じていることや、5に述べる最終水期に生じた谷地形の影響も含めて検討する必要がある。

5. 長沼低地全体の沖積層下限谷地形から鶴沼遊水池付近の埋没谷地形をとらえる

作成した断面図と、断面図に使用しなかったボーリング孔の柱状図を読み取り、検討地域の沖積層下限の標高分布図を5 m間隔で作成した(第21図)。この図で明らかなように、標高-15 mと-10 m両コンターが西



第19図 旧5万分の1地形図「漁」（陸地測量部，1910）の長都沼と馬追沼。下段には道東自動車道の位置を太実線で示す。赤実線囲みで報告地域（舞鶴遊水地とその周囲）を示す。

半部の範囲で、北からの入り江の形で描くことができる。B-B'断面（第5図）に示されるように、東10線付近で支笏火山噴出物（軽石流）が残丘状に潜在することから標高分布図は局所的な盛り上がりを示すが、東側の馬追丘陵との間は谷状の落ち込みとなっている。全体として、旧馬追沼の範囲から嶮淵川に続く谷地形の存在が明らかになる。

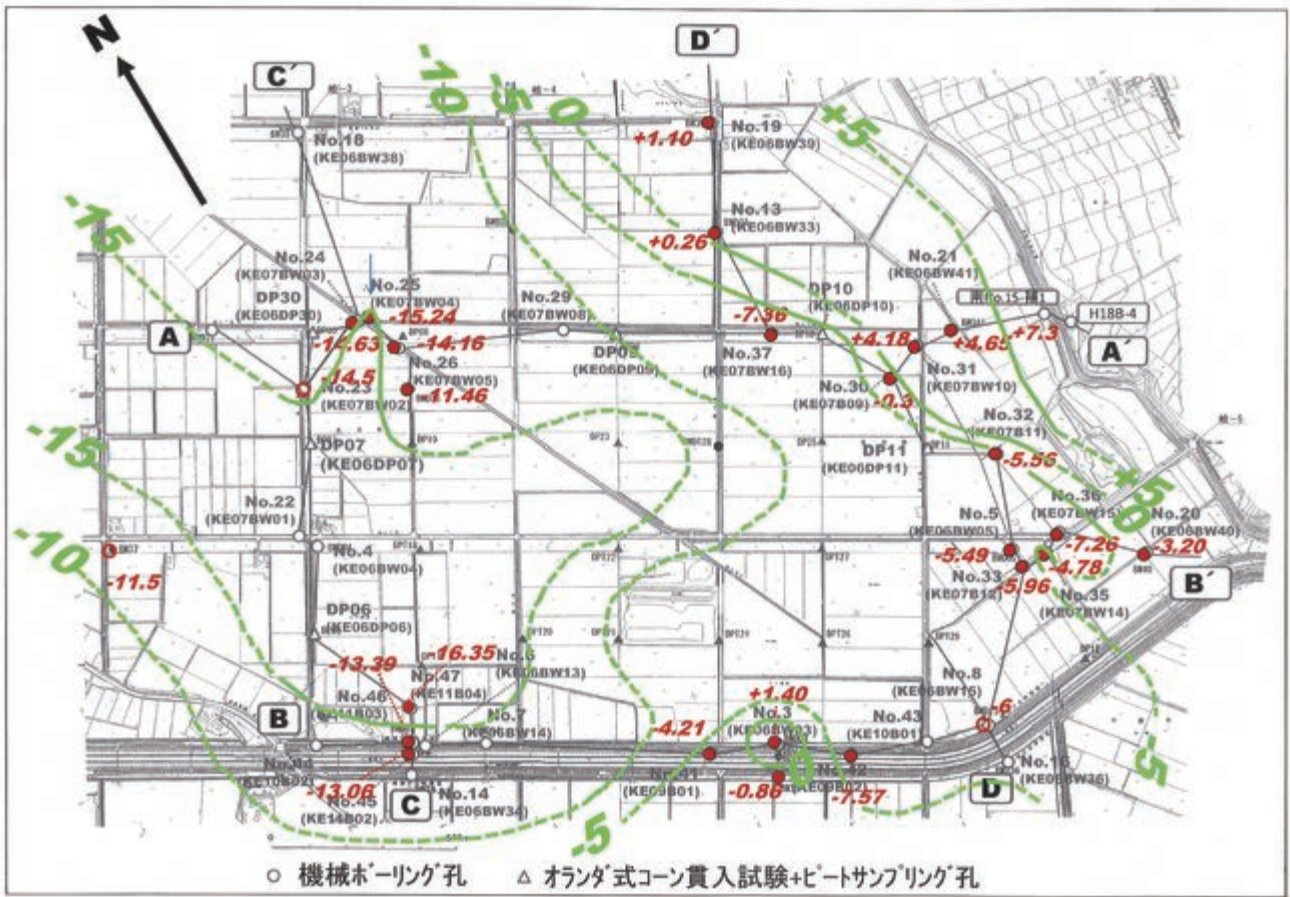
長沼低地全体については岡（2007）が第22図に示すような標高分布図（等深線図）を明らかにしている。大きくは標高-15mコンターで示される晩翠（南幌町西部）付近から南長沼へ向かって上昇する谷が明瞭である。さらに、それから分岐する支谷としては、主にi）北広島～島松付近の枝分かかれ状の谷、ii）舞鶴（長沼町南部）～千歳市街付近の枝分かかれ状の谷およびiii）南長沼南東部の谷が明瞭である。現水系を参考にして判断する



第20図 本郷層下限の標高分布図（単位m）。干拓されて消失した馬追沼および長都沼の位置（第19図）を重ねる。岡（2007）に加筆。

と、これらは全体として北へ向かう古千歳川水系と見なされ、iは現在の輪厚川・島松川・漁川・柏木川などに、iiは長都川・千歳川本流・祝梅川に対応する水系、iiiは嶮淵川に対応する水系と見なされる。

本検討地域は上記iiiの嶮淵川に対応する水系が該当するが、岡（2007）の標高分布図（等深線図；第22図）の検討地域部分はボーリング孔が少なく精確に描かれていないため、第21図に示した結果で修正を加えた（赤線部分）。その結果、本地域には北北西から標高-10mと-15m両コンターに示される谷地形の延長が明瞭である。さらに、-20mコンターの示す凹部も西側に隣接して存在する。これについては、本検討地域の沖積層最下部砂礫層が第4,7,8図に示されるように、岡（2007）のL-L'断面に追跡でき、それとの関連で同じくK-K', G-G'およびF-F'断面において沖積層下限を修正する。ほぼ-10mコンターで示される範囲内に旧馬追沼は収まるが、谷地形の下流側からとらえると、-20mコンターがそのまま続かず、上流部で凹地となって出現する。このことは、石狩湾岸の海岸線からの石狩川-千歳川水系の成り立ちを考えると、沖積層堆積時、すなわち完新世になってから地殻変動により落ち込んだ



第21図 舞鶴遊水地とその周囲の沖積層下限の標高分布図（単位m）。長沼地域のToya（洞爺火山灰；黄緑丸）の関係点をプロットする。

と考えないと説明がつかない。4で述べたこととの関連で、石狩低地東縁断層帯の活動が関連している可能性がありえる。

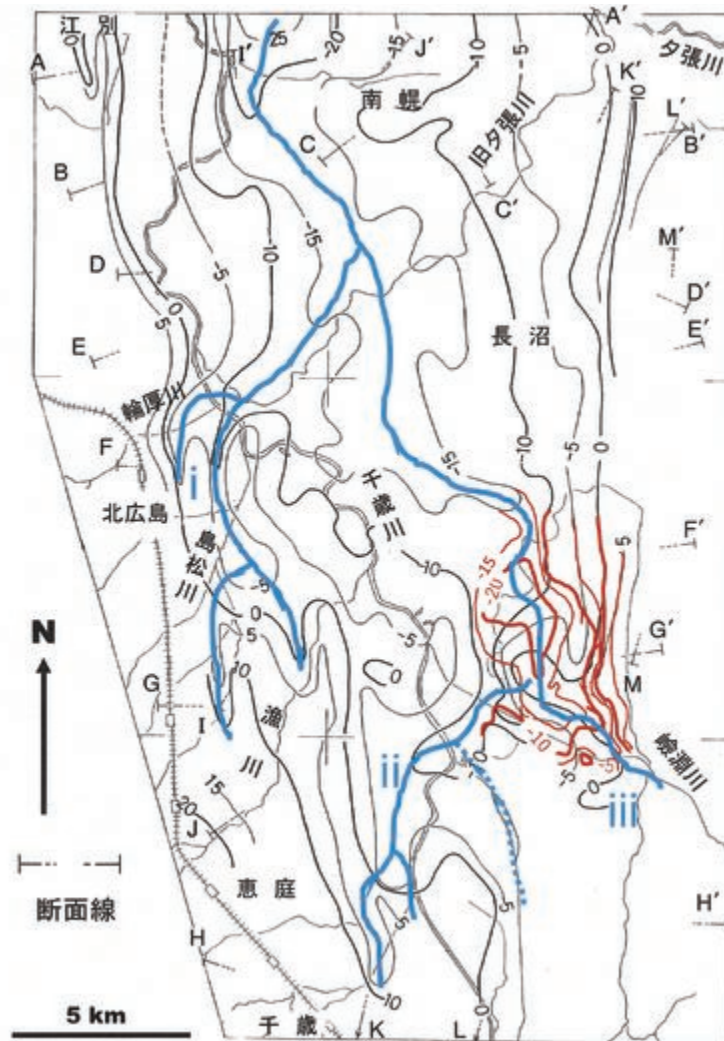
なお、沖積層最下部礫層は上記のような谷構造に沿って分布するもので、軽石・火山灰に富む砂礫よりなるが、縄文海進が及ぶ前の谷を流れた千歳川の支流の古嶮淵川の河川堆積物と見なされる。

6. 馬追沼の変遷とハマナス砂丘について

千歳川水系にはかつて長都沼と馬追沼が存在したが（第19図）、現在は河川付替えと排水路の建設により干拓が進みほぼ農地化された。その農地化の経緯については、小野ほか（1982）に詳しく解説されている。これらの沼は第二次大戦前まではほぼ手付かずで残存していた。戦後入植と共に干拓化が進んだが、1960年過ぎまでは縮小した沼域や湿地帯として残存していた。旧馬追沼については、第19図に示すように北北西-南南東にのびた甘藷様の形を示すが、嶮淵川および馬追川が流入しており、南西へ向かっては長都沼につながっていた。「夕張日誌」の古地図によれば長都沼、馬追沼はヲサツトウ（南東部の分岐沼がアンガリトウ）、マライトウと呼ばれていた（丸山、1976；池田、1996）。池田（1996）

は1980年前後に松浦武四郎「夕張日誌」の地名関連でこの付近を歩き地元の人から聞き取りをし、旧馬追沼について「沼の底は火山灰でパンパンだった。水かきは腰下しかなかった。歩きやすい沼だ。沼の東縁は波で打ち上げられた軽石が2～3尺にも積み重なって、土手になっていた」との話や、フナ、コイ、ナマズ、ウグイなどの淡水魚や、ヌマエビ、タニシ、カラスガイなどの貝や、松浦武四郎が旧長都沼付近で比目魚として目撃したヌマガレイも釣れたとの話を紹介している。

馬追川は馬追丘陵内の諸河川の水や低地内の排水を集め、その西縁を南へ流れて馬追沼に注いでいたが、松浦武四郎「夕張日誌」ではツカベツ川として出てくる。その後、第三古川とか山根川と呼ばれることもあったようである。なお、現在の同河川は南長沼用水の一部に取り込まれている。池田（1996）は同様に、馬追沼北縁の昔の自然環境について近くに住む住民に尋ね、「あの砂山（マオイ川河口左岸）は、もともと大きなカシワの林でした。戦後入植者がここに入り田畑の増反奨励で、カシワの立木を伐採していった。それで大分倒され、今残っているのはその一部ですね。その砂山を昭和40年ころだったか、見たとき、ハマナスは50株以上はあったと



第22図 第22図 長沼低地全体の沖積層下限の標高分布図(単位 m).
岡(2007)に赤線で報告地域周辺の等深線図に加筆。i:北広島～島松
付近の枝分かれ状の谷, ii:舞鶴(長沼町南部)～千歳市街付近の枝
分かれ状の谷, iii:南長沼南東部の谷

思います。そのすぐ傍に水路をこしらえて砂を大分削ったから、昔あったハマナスは削られたはずです。そのころから見れば、本当に少なくなったと思いますね」という話を聞き出している。この砂山すなわちハマナス砂丘の位置を地図上で確かめると、旧馬追川河口の南東側の沼岸に相当していたこと(第19図)が明らかである。

まとめ

① 舞鶴遊水地付近で行われた地盤調査のボーリング資料を結んで断面解析した結果、地表下45 m付近までの地質構成は上位より沖積層、火山灰質ローム・腐植土層、支笏火山噴出物、本郷層および厚真層に区分できることが明らかになった。これらの地層のうち、沖積層は上位から、盛土、最上部泥層、主部砂泥層および下部砂礫層で構成される。

② 舞鶴遊水地の南東部とその周辺について、地表下2

m程度の範囲、すなわち①の沖積層最上部について地質調査と試料を採取し、AMS¹⁴C年代測定、花粉分析および珪藻分析を行った。上位よりI(耕作かく乱土または盛土)、II(腐植質泥炭層:泥炭層A)、III(Ta-a)、IV(灰色泥層)、V(泥炭層B)およびVI(含有機物泥・砂層)に区分できた。このうち、IIは花粉組成において針葉樹(トドマツ・アカエゾマツ)が30%程度で寒冷傾向を示すことから、AD 1800年前後の天明・天保の大飢饉頃を示す。IVは旧馬追沼の堆積物であり、年代は上下位層との関連から、平安時代～江戸時代前期(擦文時代～アイヌ文化期)と見なされる。Vは奈良時代末または平安時代初期以降の340年～450年間に堆積したものを見なすことができる。北海道ではこの期間はいわゆる擦文時代のほぼ中～後期に該当する。

③ 花粉分析については、下位よりMa-1帯、Ma-2帯、Ma-3帯およびMa-4帯が区分できた。Ma-1～3帯は、

厳密には年代は絞れないが、ほぼ弥生時代中頃から江戸時代中期までの期間で、木本では針葉樹が一定割合で含まれるが、落葉広葉樹が主体で、全体として温暖である。Ma-4帯は針葉樹が30%程度を占め、やや寒冷な気候が示される。1739年のTa-a降灰直後で、江戸時代後期の寒冷のピーク頃(AD 1800年前後の天明・天保の大飢饉)を示す。

④ 珪藻分析については、下位よりA-D1, C-D4, C-D5, A-D7, A-D8, A-D10, A-D12の順となり、A-D1が②のVIの最上部、他の全部がIVに属する。珪藻群集から推定される堆積環境はA-D1が池沼、C-D4, C-D5, A-D7～D12が湖沼であり、いずれも試料に海～汽水生種を含むが、A-D1およびC-D4で1%, C-D5で4%, A-D7で5%, A-D8で6%, A-D10で9.5%, A-D12で14.5%であり、A-D12では海生種をごくわずかに含む(0.5%)。このように1～15%の海・汽水種が含まれていることについては、「初期の海進以降の古地理的变化により陸封された湖沼に海・汽水生種が適応・残存した」可能性が高いのではないかと考える。

⑤ 検討地域(舞鶴遊水地とその周囲)は石狩低地東縁断層帯の西縁から西側地域に該当している。石狩低地東縁断層帯の動き(地震活動)は馬追丘陵が全体として西側の長沼低地に対して東側上がりで隆起しているのが本質的なものであり、そのような地殻変動と関連して生じた沈降域に馬追沼が生じていた。

⑥ いわゆるハマナス砂丘は舞鶴遊水地付近の松浦武四郎「夕張日誌」の記述や、1910年発行5万分の1地形図「漁」などを参考にとらえると、旧馬追川に注ぐ馬追川の河口の南東側の沼岸に相当していたことが明らかである。

引用文献

畔柳晶仁・森本淳子・志田祐一郎・新庄久尚・矢部和夫・中村太士, 2019, 遊水地造成に伴う湿地植生の回復—千歳川流域舞鶴遊水地の事例—。日本緑化工学会誌, **45**, 45-50.

星野フサ, 1990, 花粉化石は何個数えればよいか?。春日井昭教授退官記念論文集, 93-96.

星野フサ, 1994, わく法による現存植生と表層堆積花粉の関連性について—石狩平野西部 月ヶ湖南西岸の場合—。日本花粉学会会誌, **40**, 25-37.

Hustedt, F., 1930, Die Kieselalgen Deutschlands, Osterreichs und der Schweiz unter Berücksichtigung der ubrigen Lander Europas sowie der angrenzenden Meeresgebiete. In

Rabenhorst, L., ed., *Kryptogamen-Flora von Deutschland, Osterreich und der Schweiz, Teil 1*, 920p, Akademische Verlags-gesellschaft, Leipzig.

池田 実, 1996, 松浦武四郎「夕張日誌」地名解説(夕張郡史料)。長沼町歴史文化研究会, 空知地方史研究協議会編集「白鳥の道・日の出国へ」, 153-239.

Kitagawa, H. and Matsumoto, E., 1995, Carbon isotope variation within trunks of Japanese cedars from Yakushima Island, southern Japan. *Geochemical Journal*, **29**, 149-153.

北川浩之・松本英二, 1998, 屋久杉年輪の炭素同位体比変動から推定される過去2000年間の気候変動。気象研究ノート, 191, 1-13.

Krammer K and Lange-Bertalot H, 1986, *Susswasserflora von Mitteleuropa. Bacillariophyceae, 1 Teil : Naviculaceae*. 876p. Gustav Fischer, Verlag, Stuttgart.

Krammer K and Lange-Bertalot H, 1988, *Susswasserflora von Mitteleuropa. Bacillariophyceae, 2 Teil : Bacillariaceae, Epithemiaceae, Surirellaceae*. 610p. Gustav Fischer, Verlag, Stuttgart.

Krammer K and Lange-Bertalot H, 1991a, *Susswasserflora von Mitteleuropa. Bacillariophyceae, 3 Teil : Centrales, Fragilariaceae, Eunotiaceae*. 576p. Gustav Fischer, Verlag, Stuttgart.

Krammer K and Lange-Bertalot H, 1991b, *Susswasserflora von Mitteleuropa. Bacillariophyceae, 4 Teil : Achnanthaceae Kritische Ergänzungen zu Navicula (Lineolata) und Gomphonema*. 437p. Gustav Fischer, Verlag, Stuttgart.

栗田裕司・横井 悟, 2000, 中央北海道南部における新生代テクトニクスの変遷と油田構造形成。石油技術協会誌, **65**, 58-70.

町田 洋・新井房夫, 2003, 新編 火山灰アトラス—日本列島とその周辺。東京大学出版会, 336p.

丸山道子, 1976, 松浦武四郎著「夕張日誌」(現代語訳)。札幌・凍土社, 109P.

森本淳子・畔柳晶仁・ト部 覚・鈴木 玲・木村浩二・三輪哲哉・志田祐一郎・岡 孝雄, 2017, 農地切り下げ面に再生した湿地植生のポールカメラによるモニタリング。日本緑化工学会誌, **43**, 324-326.

長沼町史編さん委員会, 1977, 長沼町九十年史。

- 1295p.
- 中川光弘・宮坂瑞穂・三浦大助・上澤真平, 2018, 南
西北海道, 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. 地質学雑誌, **124**,
473-489.
- 中塚 武, 2022a, 気候適応の日本史, 人新世をのり
こえる視点. 吉川弘文館, 歴史文化ライブラリー
544, 246p.
- 中塚 武, 2022b, 樹木年輪セルロースの酸素同位体比
からみた古代日本の気候変動. 国立歴史民俗博物館研
究報告, 232, 11-30.
- 日本の地質「関東地方」編集委員会編, 1986, 日本の地
質3「関東地方」. 335p.
- 日本地質学会地質基準委員会編著, 2001, 地質基準. 共
立出版, 180p.
- 西田 茂, 2006, 石狩低地帯南部における遺跡の形成と
水位の変動. 北海道考古学, 42, 109-116.
- 西田 茂, 2009, こんな場所に六三〇〇年前の集落があっ
た. 「新千歳市史」機関紙「志古津」, 9, 15-20.
- 岡 孝雄, 1998, 国営農地再編整備事業計画地区, 千歳
地区表層地質調査報告書. 121p, 北海道開発局農業
水産部・北海道立地下資源調査所.
- 岡 孝雄, 2007, 石狩低地帯中部, 長沼低地の地下地質
と第四紀末テクトニクス-上部更新-完新統の層序・
層相・構造一. 北海道立地質研究所報告, 78, 99-
148.
- 岡 孝雄, 2012, 石狩低地帯東縁断層帯. 北海道新聞社「北
海道の地震と津波」, 136-139.
- 岡 孝雄・星野フサ・松井 昭・関根達夫・米道 博,
2024, 北広島市街地北部とその東側地域の第四紀の
地質と花粉層序. 総合地質, **7**, 27-54.
- 岡 孝雄・星野フサ・南 雅代・中村俊夫・若松幹男・近藤 務・
関根達夫・米道 博, 2021, 北海道中央部における8
世紀以降の植生・気候変遷の解明の試み. 名古屋大学
年代測定研究, 5, 23-29.
- 岡 孝雄・田近 淳・大津 直・廣瀬 亘・岡崎紀俊・
石丸 聡, 2001, 北海道, 北海道活断層図No.3「石
狩低地帯東縁断層帯」, 活断層図とその解説. 157p.
- 小野潤一・竹内一重・梅田安治, 1982, 長都沼とその周
辺低地における排水と農地の開発(1)一技術史一.
土木試験所報告, 79, 1-27.
- Reimer P. J., Austin, W. E. N., Bard, E., Bayliss, A.,
Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Butzin, M.,
Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes,
P. M., Guilderson, T. P., Hajdas, I., Heaton, T. J.,
Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kromer, B., Manning,
S. W., Muscheler, R., Palmer, J. G., Pearson, C.,
van der Plicht, J., Reimer, R. W., Richards, D.
A., Scott, E. M., Southon, J. R., Turney, C. S. M.,
Wacker, L., Adolphi, F., Büntgen, U., Capano, M.,
Fahrni, S., Fogtmann-Schulz, A., Friedrich, R.,
Köhler, P., Kudsk, S., Miyake, F., Olsen, J., Reinig,
F., Sakamoto, M., Sookdeo, A., Talamo, S., 2020,
The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon
age calibration curve (0-55 cal kBP). Radiocarbon,
62. 725-757.
- 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.
- 陸地測量部, 1910, 5万分の1地形図「漁」.
- Round F E, Crawford R. M. and Mann D. G.,
1990, The Diatoms. Biology and morphology
of the genera. 747p, Cambridge University Press,
Cambridge.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター編, 2023,
大規模噴火データベース (<https://gbank.gsj.jp/volcano/ledb/>) 「支笏カルデラ」.
- 島 絵梨子・小川直樹・村田陽子, 2014, 舞鶴遊水地の
整備後の植生環境について-維持管理を見据えた環境
整備一. 第58回(2014年度)北海道開発技術研究発
表会発表論文集, 11, 6p.
- 高橋英樹・松井 洋, 2015, 北海道維管束植物目録. 松
井洋(出版). 280p, 札幌.
- 安井 賢・藤田 剛・木村 廣・渡辺 勇・吉田真見子・
ト部厚志, 2007, 越後平野北部の沿岸湖沼の珪藻化
石群集と環境変遷史. 地球科学, **61**, 49-62.
- 馬追団体研究会, 1983, 北海道中央部馬追丘陵南東の中・
上部更新統一2つの海進について一. 地球科学, **37**,
8-21.
- 馬追団体研究会, 1987, 石狩低地帯東縁部更新統層序と
古地理の変遷について一. 地球科学, **41**, 303-319.

- Witkowski A., Lange-Bertalot H. and Metzeltin D., Scientific Books.
 2000, Diatom flora of marine coasts I . In Lange- 山田悟郎・和田信彦・赤松守雄, 1981, 苫小牧東方地
 Bertalot, H., ed., *Iconographia Diatomologica* 域の中・上部更新統一とくに厚真-鷓川付近の丘陵
Annotated Diatom Micrographs, 7, 925p, Koeltz 地域一. 地下資源調査所報告, 52, 31-55.

Abstract

The Maizuru Retarding Basin of the Chitose-gawa River system, occupies a plot of the area of Maoi-numa reclaimed after World War II . The authors examined subsurface stratigraphy and geologic features under the ground by drilling documents with Maizuru Basin and its adjacent area, revealing the presence of alluvial deposits of more than 25 m thick. About the top of the formation, they worked on geological observation of construction section in the basin and agriculture drainage wall in its neighboring area, and performed AMS¹⁴C-dating, and pollen and diatom analysis. In the southeast of the basin, the uppermost 2 meters (of the basin deposits) consists of the layer of cultivation disturbance soil or embankment, the humus peat layer (peat layer A), Ta-a (1739 fall of ash), the gray mud layer (quality of silty clay ~ clay, sediments of Maoi-numa) and the layer of fiber peat (peat layer B) in descending order. The AMS¹⁴C-dating suggests that the parts more than this peat layer B, it became clear the sediment of period for more than 1,200 years, from an end of the Nara era to date. Diatom assemblages from the gray mud member, containing 1-15 % marine and brackish species, show a closed wetland formed just after the Jomon transgression peak. This shows the possibility that this area was wetlands which were confined on the land after the Jomon transgression peak. Pollen analyses indicate that relatively warm environment has been maintained over the last 2000 years, although, slightly chilly environment is presumed around AD 1800, the latter half of the Edo era.