



Title	尾瀬ヶ原における地漉の拡大とその速度の測定
Author(s)	福原, 晴夫; Fukuhara, Haruo; 永坂, 正夫 他
Citation	低温科学, 80, 79-93
Issue Date	2022-03-31
DOI	<a href="https://doi.org/10.14943/lowtemsci.80.79">https://doi.org/10.14943/lowtemsci.80.79</a>
Doc URL	<a href="https://hdl.handle.net/2115/85011">https://hdl.handle.net/2115/85011</a>
Type	departmental bulletin paper
File Information	05_p079-093_LT80.pdf



# 尾瀬ヶ原における地澮の拡大とその速度の測定

福原 晴夫<sup>1)</sup>, 永坂 正夫<sup>2)</sup>, 藤原 英史<sup>3)</sup>, 野原 精一<sup>4)</sup>

2021年9月28日受付, 2021年11月4日受理

尾瀬ヶ原(標高;1,400 m, 長さ;6 km, 幅;2 km, 面積;7.6 km<sup>2</sup>)は本州最大の高層湿原で約1,800個の大小様々な池澮が分布している。高層湿原の多様な形態の池澮は,ケルミーシュレンケ複合体(指紋状パターン)の連合を通じて形成されてきたと推定されている。尾瀬ヶ原においても,同様な過程が考えられる。岸辺の抉れ状態,池澮岸の開裂や離脱の状況,洪水による岸辺泥炭の攪乱や剥離,過去の映像との比較,過去の池澮形態計測との比較,固定島の形成過程,水深と水生植物の分布,ヒツジグサのへりなし型分布の成因などから池澮拡大に関する事象について検討した。次いで,二つの仮定を基に池澮岸の拡大速度の推定を試みた。4池澮の調査から平均1.5 cm年<sup>-1</sup>であると推定し,その妥当性について検討した。

## The expansion of pools and the estimation of its speed in the Ozegahara mire

Haruo Fukuhara<sup>1</sup>, Masao Nagasaka<sup>2</sup>, Eiji Fujiwara<sup>3</sup>, Seiichi Nohara<sup>4</sup>

The Ozegahara mire (alt. 1,400m, length 6 km, width 2 km, area 7.6 km<sup>2</sup>) is the biggest one in the Honshu in Japan, embracing about 1,800 pools. It has been estimated that morphological varieties of pools in peat mire are formed based on the conjugation of the bank and hollow complexes (fingerprint like pattern). We examined the various phenomenon expressing enlargement of pool shore such as depression under shore, cleavage and separation of shoreline, disturbance and peeling of shore surface by flooding, comparison of past aero photographs, comparative morphological measurements of pools done in 1950 and 1997, formation process of fixed islands in pools, relationship between macrophyte distribution and bottom form and distribution of *Nymphaea tetragona* in pool margin. The rates of shoreline enlargement were estimated based on simple two hypotheses for four pools.

キーワード: 高層湿原, 池澮, 池澮岸, 拡大, ケルミーシュレンケ複合体  
mire, pool, expansion speed, shoreline, bank and hollow complex

---

### 責任著者

福原 晴夫

連絡先

〒929-0342 石川県河北郡津幡町北中条ナ9-9

Tel : 076-288-5803, Fax:076-255-6941

e-mail : fusaka.fharuo@gmail.com

1) 河北潟湖沼研究所

2) 金沢星稜大学

3) 株式会社 ドキュメンタリーチャンネル

4) 国立環境研究所 生物多様性領域

1 Kahokugata Lake Research Institute, Na 9-9, Kitanakajo, Tsubata-machi, Kahoku-gun, Ishikawa 929-0342, Japan

2 Kanazawa Seiryu University, Gosyo-machi, Kanazawa, Ishikawa 920-8620, Japan

3 Documentary Channel Co. Ltd., 851-1 Tsurugaoka, Tsurugashima, Saitama 350-2204, Japan

4 National Institute for Environmental Studies, Onogawa 16-2, Tsukuba, Ibaraki 305-8506, Japan

## 1. はじめに

最近の推定では尾瀬ヶ原のような泥炭地の面積（熱帯泥炭を含む）は世界で  $4.23 \times 10^6 \text{ km}^2$  とされ、地球の陸地の約 2.84% を占める (Xu et al., 2018). 土壌炭素の 15-30% を埋蔵しており、炭素サイクルに関する重要な場所として知られている (Limpence, 2008).

本邦では多くの泥炭地は北海道に分布するが、本州においては主に中央日本と北日本に分布し、第四紀火山地域に分布するという特徴が知られている (阪口, 1989). この中で尾瀬ヶ原は本州最大の高層湿原（高位泥炭地）となっている. Sakaguchi (2005) は、尾瀬ヶ原は世界的に見て大規模で複雑なケルミーシュレンケ複合体 (bank and hollow complex) (Sakaguchi and Sohma, 1982) が発達する最も南に位置する湿地としての重要性を持つと指摘している.

尾瀬ヶ原は、新潟県、群馬県、福島県にまたがる標高約 1,400 m の小盆地をなしており、長さ 6 km, 幅 2 km, 面積  $7.6 \text{ km}^2$  のブランケット型に近い高層湿原とされている (阪口, 1982; Sakaguchi, 2005) (図 1). 尾瀬ヶ原の主な微地形として、リュレ、竜宮、谷地坊主、ブルテ、ケルミーシュレンケ複合体、池澮が知られてい

る (小谷, 1954; 阪口, 1989). このうち池澮は湿原の景観を最も代表する地形となっている.

尾瀬ヶ原では第 3 次尾瀬総合学術調査終了時点で 1854 の池澮がリストアップされ、池澮番号が付されている (金井, 1999). 池澮の面積についての広範な報告はないが、第 1 次尾瀬ヶ原総合学術調査で西條(1954)は、中田代の 30 池澮について  $80 \sim 1,240 \text{ m}^2$  を報告し、永坂ほか (2021) は上田代の 40 池澮について  $21 \sim 4,842 \text{ m}^2$  (固定島、浮島を除く開水面積) を報告している. 金井 (1999) の池澮地図によると、最も広大な面積を有する池澮は NN4-32 と推定され、その開水面積は  $8,238 \text{ m}^2$  である. すなわち、尾瀬ヶ原には約 1,800 の「大小」様々な池澮が分布していると言える. では、この「大小」様々な池澮はどのように形成されてきたのであろうか.

泥炭地における池澮の成因についての基本的な考えは Bülow (1929) により 5 点にまとめられている. (1) 湖や沼から発達したもので元の水面が残る, (2) 隣り合うミズゴケ群落の合体による堰き止め凹地に湛水, (3) ガスの逸出後の凹地に湛水, (4) シュレンケからの発達, (5) 火災 (落雷など) による凹地に湛水. これらを基本に泥炭地を形成する基盤の形態や斜度、泥炭の発達状況によって、池澮の成立年代や様々な成立過程が明らかにな

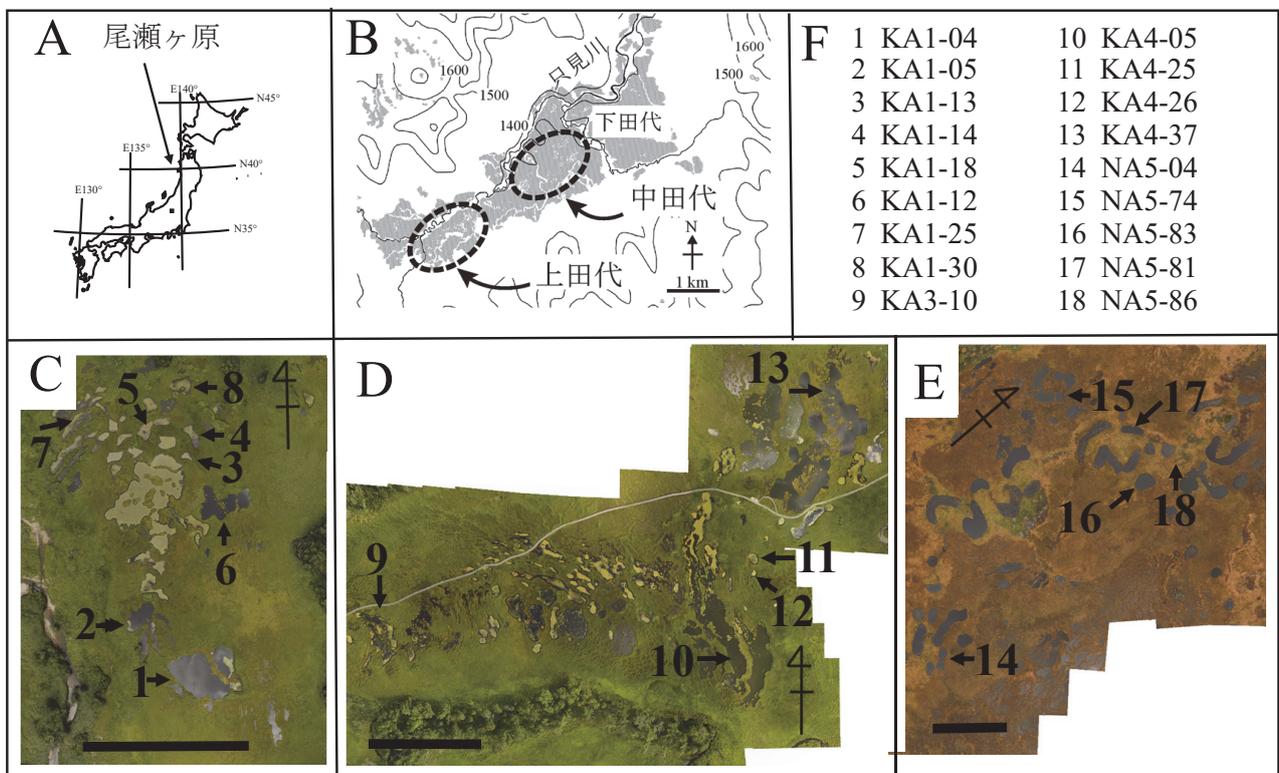


図 1: 尾瀬ヶ原の位置と調査池澮. A: 尾瀬ヶ原の位置, B: 上田代, 中田代の位置, C: 上田代 KA1 の調査池澮 (画像 2017 年 8 月, 高度 150 m), D: 上田代 KA3, KA4 の調査池澮 (画像 2017 年 8 月, 高度 150 m), E: 中田代 NA5 の調査池澮 (画像 2018 年 10 月, 高度 130 m), F: 調査池澮の番号. 番号は金井 (1999) による. 図 (C, D, E) 中の黒棒はおよそその距離 100 m.

れてきている (Foster et al., 1983; Foster et al., 1988; Foster and Wright, 1990; Belyea and Lancaster, 2002).

尾瀬ヶ原における池塘の成因について、宝月ほか (1954) と吉岡 (1954) は平坦な湿原面では hollow (少凹地) に水が湛水し、周囲の泥炭の堆積速度との差で次第に深度が増して池塘が形成されるとした。Sakaguchi et al. (1982) は起源に関して、(1) 河床の跡の三日月湖を起源とするものと (2) シュレンケの拡大を起源とする 2 つの仮説を提唱した。宝月ほか (1954) に上記 Bülow の (1) を加えたものである。Sakaguchi et al. (1982) は池塘堆積物と周囲の泥炭の分析からこれらの仮説を実証し、この説は村上ほか (1999) による柱状試料の珪藻分析によっても裏づけられた。従って、尾瀬ヶ原の池塘の大小は、これらの起源の違いも背景にしながら考察すべきと考えられる。

池塘が形成された後に様々に面積や形態が変化する過程については、pool growth (Moor, 1982), pool expansion and coalescence (Foster and Fritz, 1987), enlarge and coalesce (Foster et al., 1988), convoluted and elongated (Belyea and Lancaster, 2002) などと表現され、「池塘の連合と拡大」が想定されている。Belyea and Lancaster (2002) は、池塘は成立以降現在のサイズまで拡大し続けてきているに違いないとも述べている。しかし、拡大の過程を実際に扱った報告は多くない。

尾瀬ヶ原の池塘についても池塘が「明らかに拡大している」という論考はこれまで見当たらないが、池塘の形態報告、起源説では随所に関連の記述が見られる。西條ほか (1954) は「池塘の融合」、小谷 (1954) は「小池塘相互の併合」、吉岡 (1954) は「多数のものが相連合」、阪口 (1954) は「池塘が融合」、阪口 (1982, 1989) は「連合」と述べ、相対する池塘の一方または両方の拡大を示唆している。本稿では二つの池塘が一つになる場合を連合と呼ぶ。

池塘が水平方向に拡大し、場合によっては他の池塘と連合し、大型化していくなら、その速度はどの程度であるかを推定することは、池塘の保全を考える上で重要である。これまで、池塘の拡大速度を推定する試みは他の高層湿原を含めて報告をみない。

池塘の拡大には、面積が拡大する場合と深さが増して容積が拡大する場合がある。主に容積の拡大に関する論考は他日を期し、本稿では面積の拡大に限定して述べる。池塘の面積の拡大は池塘の岸が徐々に浸食していくことによる径の変化によって起こるのであろう。本稿では、池塘の岸が浸食されて拡大していく過程を池塘岸の拡大と

して扱う。拡大に関する具体的な事象を挙げ、いくつかの仮定のもとに拡大速度の推定を試みた。

## 2. 方法

### 2.1 調査池塘

尾瀬ヶ原の位置と調査池塘を図 1 に示す。田代名の区分と池塘番号は金井 (1999) による。

尾瀬ヶ原の池塘は基本的には岸が直立しているか、湖岸が突出している (西條・阪口, 1954)。池塘の岸は下部が抉り取られ、棚状に突き出ている池塘も数多く知られ、壺沼と言われる (阪口, 1989)。上田代の KA1-05, KA1-18, KA1-25, KA1-30 において池塘岸の抉れ状態の調査を行った。KA1-13 では観察のみを行った。

岸辺の開裂や離脱の調査を上田代の KA4-05 及び中田代の NA5-04, NA5-83 で行った。

洪水後の岸辺の状況の観察を上田代の KA1-18, KA1-13, KA1-14 において行った。

過去に行われた形態計測の比較のために、上田代の KA1-04, 中田代の NA5-74, NA5-81, NA5-86 で池塘形態の計測を行った。

上田代の KA1-05, KA1-12, KA1-25, KA1-30 において池塘岸拡大速度を推定した。

上記池塘を含み本稿で扱った池塘の諸元を表 1 に示す。

表 1: 調査及び観察池塘の諸元, - は未測定。

池塘	標高 <sup>1)</sup> (m)	水深 <sup>2)</sup> (cm)	周囲長 <sup>3)</sup> (m)	開水面 <sup>3)</sup> (m <sup>2</sup> )	肢節量
KA1-04 <sup>4)</sup>	1408.3	170	236	921	2.19
KA1-05	1408.2	96	210	335	3.24
KA1-13	1407.4	110	22	25	1.22
KA1-14	1406.7	39	41	70	1.40
KA1-18	1406.9	41	28	28	1.49
KA1-12	1407.6	115	141	338	2.16
KA1-25	1407.3	62	141	302	2.29
KA1-30	1406.5	82	44	102	1.23
KA3-10	1404.4	101	189	765	1.93
KA4-05	1402.9	113	676	4842	2.74
KA4-25	1402.4	83	35	86	1.06
KA4-26	1402.4	93	25	34	1.22
KA4-37	1402.8	147	311	1569	2.21
NA5-04	1401.4	160	189	765	1.93
NA5-74	1401.9	-	38	98	1.08
NA5-83	1401.9	213	79	436	1.06
NA5-81	1401.8	-	74	278	1.26
NA5-86	1401.8	-	61	251	1.09

1): GSI Maps の基盤地図情報数値標高モデル (DEM5A) により求めた (国土地理院, 2021)。

2): 水深は 3-3.5 m 沖の値, 3): 測定法は永坂ほか (2022) による。

4): イタリアック体の池塘番号の各値は福原ほか (2021) による。

## 2. 2 池澁の拡大につながる事象の調査

### 2. 2. 1 池澁岸の抉れ状態

岸の抉れ状態を図2に示した器具を用いて測定した。A部はa, b, cからなりコ字型となっている。抉れの深さをbの目盛りで読みとることで、迅速に現場で測定可能である。aを押すことによりb, cが同時にスライドして動く。AはBと連結しており、C-C'の支柱を上下に移動できる。測定にあたっては、岸においてC-C'を固定し、岸の最上部にAをスライドしてcの先端部を当て、bに刻んであるメモリを読む。Bを順次10 cm下げ、同様にcの先端を岸の壁に当てて、bのメモリを読む。本計測器では約1 mまで10 cmごとに測定できる。測定は2018年8月29日に行った。

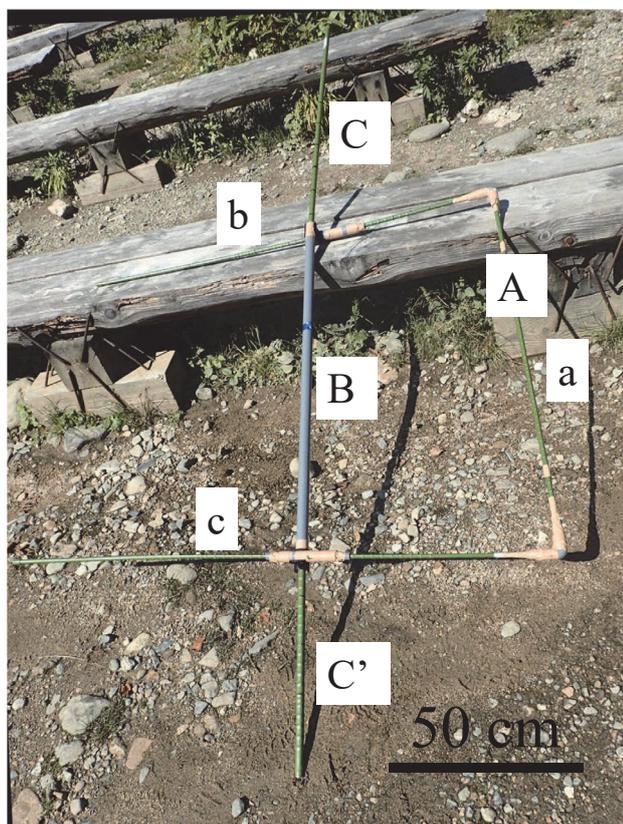


図2：池澁岸の抉れ状態を測定する計測器

### 2. 2. 2 池澁岸の開裂、離脱

池澁の岸辺には、ある範囲で細く線状に溝が形成され開裂している状態や一端が岸に接続し岸から島状に離脱している状態が観察される。これらの例について写真で記録し、開裂の幅、開裂の長さ、離脱部分の長さと同幅、離脱・開裂部分の厚さ、周囲の水深を測定した。測定は2021年9月15, 16日に行った。

### 2. 2. 3 洪水による池澁岸辺の攪乱・剥離

2019年5月20-21日に大規模な洪水が尾瀬ヶ原を襲った(福原ほか, 2021; 野原ほか, 2022)。22日に洪水が池澁岸を攪乱している状態が多く、池澁で観察された。これらを写真で記録した。また、2018年の夏季の洪水後と思われる岸についても記録した。

### 2. 2. 4 過去の池澁映像の比較

1948年8月16日に米軍によって撮影された尾瀬ヶ原の空中写真が公開されている。ある程度判読が可能で大規模な池澁であるKA4-05(図1)について、1948年、1961年、2005年の空中写真、2019年のドローン画像を比較した。

### 2. 2. 5 過去の池澁の形態測定値との比較

過去に行われた調査によって、池澁の形態は必ずしも詳しく計測されておらず、比較できる例は多くない。西條・阪口(1954)は中田代の4池澁の平面図を記し、3池澁について断面の計測を行っている。これらの池澁を特定し70年後の計測を試みた。西條・阪口(1954)の測定した池澁、b, c, dは西條ほか(1954)とKurasawa et al. (1982)を参考に、金井(1999)の池澁図より割り出して特定出来た。Pond bはNA5-74, Pond cはNA1-81, Pond dはNA5-86と特定された(図1)。西條・阪口(1954)には平面図を作成した日時が記されていないが、水質の測定日が1950年7月30日から8月1日と記されているため、1950年と推定した。西條・阪口(1954)に記された池澁の平面図と現地の池澁を詳細に観察すると、比較的岸辺の凹凸が保存されている場所も多かったため、全く同一場所とは言えないが、長径や短径の測定位置をほぼ特定できたと考えた(附図1)。

村山ほか(1999)は1997年にKA1-04において22.25 mのトランセクト調査を行っている。計測場所を特定し再度の計測を試みた。

これらに加えて、新たにKA1-04, NA5-74, NA5-86において池澁岸の測定箇所を増やし、GPS(GARMIN, Oregon 550TC)により位置を特定して計測し、将来の再測定に備えた。計測にはグラスファイバー製巻尺を用いた。

西條・阪口(1954)の図上の断面距離推定はpdfファイルをjpgファイルに変換し、Image J(1.49)により行った。現地での計測は2021年9月15日に行った。

## 2.2.6 尾瀬ヶ原池澇で行われた調査報告からの池澇拡大につながる事例の抽出

永坂ほか (2022) による KA4-05 における水生植物の水深分布の調査, 永坂ほか (2021) によるヒツジグサ (*Nymphaea tetragona* Georgi) のへりなし型分布の要因調査, 阪口 (1982) による固定島 (固定浮島) の形成過程から, 池澇の拡大にかかわる事例を抽出した。

## 2.3 池澇岸の水平方向への拡大速度の推定

池澇岸の拡大速度の推定は仮定 1 及び仮定 2 のもとに次のように行った (図 3)。

池澇岸が地点 1 から地点 2 に拡大したとする。

- L: 池澇内の中央から岸辺に向かう 2 地点の距離 (mm),
  - S: 水面からの岸表面までの高さ (mm),
  - D1, D2: 2 地点での水深 (mm),
  - G1, G2: コア試料から判定した 2 地点の池澇堆積物の厚さ (mm),
  - P: 池澇周囲の泥炭の堆積速度 (mm 年<sup>-1</sup>),
- とすると,

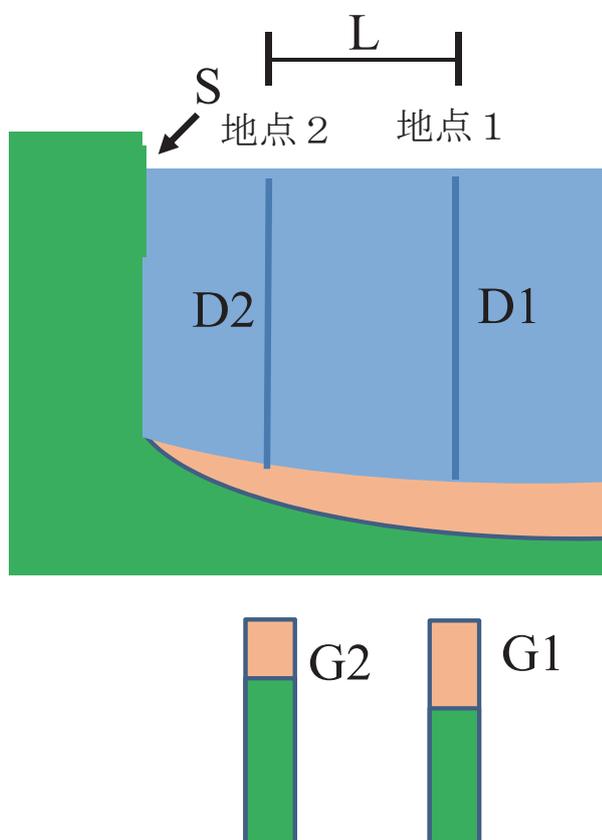


図 3: 池澇の拡大速度を推定する模式図。図中の文字は方法の項参照。

$$PA1 (\text{地点 1 における現在から換算した当時の堆積年代}) = (S+D1+G1) / P \text{ (年)},$$

$$PA2 (\text{地点 2 における現在から換算した当時の堆積年代}) = (S+D2+G2) / P \text{ (年)},$$

PS を 2 地点での池澇の堆積年数の差とすると,  
 $PS = PA1 - PA2 = \{(D1+G1) - (D2 + G2)\} / P,$   
 従って拡大速度 (PES) は,  
 $PES = L/PS,$   
 と推定できる。

**仮定 1:** 池澇底の泥炭の直上面は池澇が形成された時代を維持している。

**仮定 2:** 池澇の周囲の泥炭の堆積速度は一定である。本研究では通常尾瀬ヶ原で用いられている 1 mm 年<sup>-1</sup>を採用した。

これらの仮定の妥当性については 4.2 で検討する。

(例) KA1-30 の一例を示す。

$$L = 650 \text{ x}10 \text{ mm}, D1=82 \text{ x}10 \text{ mm}, G1 = 30 \text{ x}10 \text{ mm},$$

$$S=25 \text{ x}10 \text{ mm}, D2=71 \text{ x}10 \text{ mm}, G2=7 \text{ x}10 \text{ mm},$$

$$P=1 \text{ mm 年}^{-1}$$

$$PA1=1370 \text{ (年)}, PA2 = 1030 \text{ (年)}$$

$$PES = 6500/340 = 19.1 \text{ mm 年}^{-1}$$

KA1-21 主湖盆の 3 地点, KA1-25 副湖盆の 2 地点, KA1-04 副湖盆 4 地点, KA1-30 主湖盆の 3 地点で調査を行った。



図 4: 池澇の岸辺の抉れ状態の例 (KA1-13, 2019 年 8 月 17 日撮影, 2021 年 9 月 14 日の測定では, 水深 80 cm で表面より約 40 cm 以下が括れている)。

### 3. 結果

#### 3.1 池澮の拡大につながる例証

##### 3.1.1 池澮岸辺のくぼみ状態

池澮岸辺が窪んでいる状態は、多くの池澮で観察できた(図4)。計測結果(図5)では抉れの程度は一つの池澮で同じ状態を示していない。池澮岸辺の抉れは、明らかに抉れ状態を示す場所も認められたが、上部がほとんど抉れていない場所もある。本調査では表層から1 m以下については測定できなかったが、50-60 cm以下で大きく抉れ始める場合が多かった。KA1-30, KA1-25, KA1-05では場所の深さは特定できなかったが、最深測定場所のさらに下部に空所部分があることが探り棒で感知された。

##### 3.1.2 池澮岸の開裂、離脱

岸辺がある範囲で開裂や離脱している状態が此処に見

られた(図6)。開裂し、線状に溝が形成されている例(図6A, B)や一端が接続している状態で岸から半島状に離脱している例(図6 C, D)も観察された。Aの例では約7 m, Bでは約6 mにわたって開裂しており, C, D

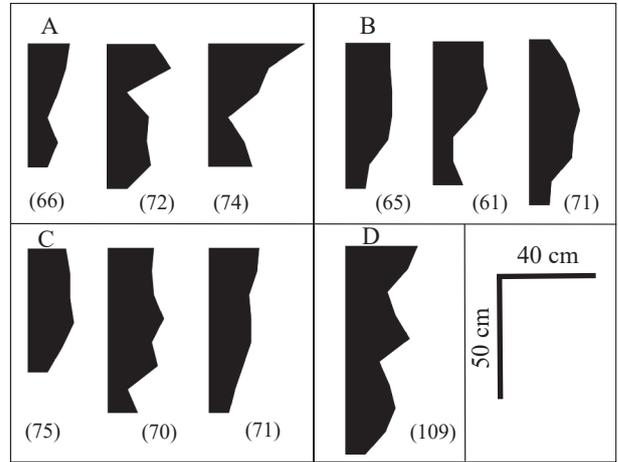


図5：池澮の岸辺の抉れ状態。A; KA1-18, B; KA1-30, C; KA1-25, D; KA1-05。( )内は水深 (cm)。

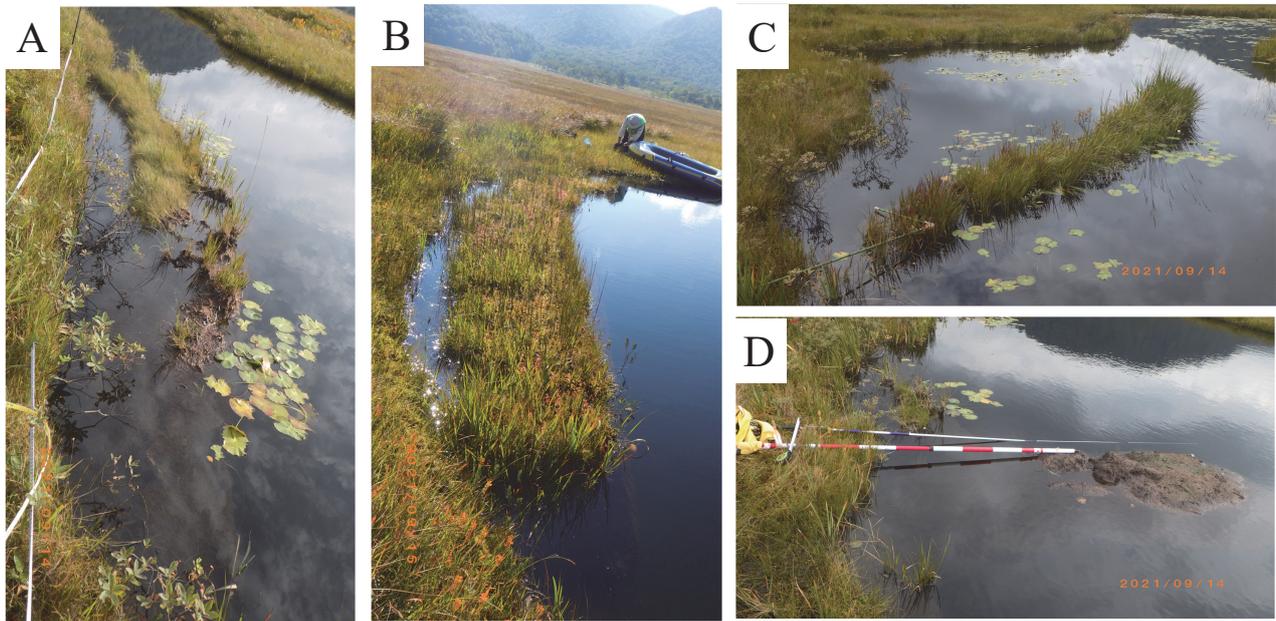


図6：池澮岸に見られる開裂や離脱の例。A：KA4-05 (2021年9月14日), B：NA5-83 (2021年9月15日) C：KA4-05 (2021年9月14日), D; NA5-04 (2021年9月15日)。

表2：図6に示された池澮岸の開裂や離脱の計測結果。-は測定されていない。

池澮番号	開裂又は離脱部分の長さ (cm)	開裂部分の幅 (cm)	島状部分の幅 (cm)	島状部分の厚さ (cm)	開裂部分の水深 (cm)	備考	位置
KA4-05	530	35-80	35-80	30-77	53-90	両端は離脱していない 部分的に泥炭が露出している	N36° 55' 12.72" E139° 12' 35.55"
NA5-83	670	15-35	100-110	55-60	60-115	両端は離脱していない	N36° 56' 02.49" E139° 13' 49.98"
KA4-05	530	-	25-60	50-55	102-165	手前側は泥炭が露出	N36° 55' 12.80" E139° 12' 34.99"
NA5-04	390	-	70-110	30-60	54-87	島状部分は泥炭が露出	N36° 55' 50.95" E139° 13' 48.90"

の例ではそれぞれ約 5 m, 4 m 沖側にせり出した状態であった (表 2)。C, D の場合には周囲の状況から, 明らかに湖岸に離脱した元の場所が特定でき, 岸からの離脱は明らかであった。開裂部分や離脱部分の厚さと水深から, 底層から浮き上がった状態で開裂や離脱が行われていた (表 2)。図 A では表層の一部がすでに分解して植物を失っており, 図 D では表層の植物が全くなく, 泥炭が露出した状態であった。

### 3. 1. 3 洪水による池澇岸辺の攪乱・剥離

2019 年 5 月 20-21 日の洪水時 (福原ほか, 2021) には, 池澇に氾濫水が流れ込み, 池澇の判別が不可能なほどに浸水していた (図 7A, B)。池澇岸が攪乱され, 表層が剥離し, 泥炭部分が露出している様子が各所の池澇で観察できた (図 7D, E)。また, 過去の調査時においても洪水によって攪乱された例も観察された (図 7C)。

### 3. 1. 4 過去の池澇映像の比較

KA4-05 について, 1948 年, 1961 年, 2005 年の空中写真, 2019 年のドローン映像で比較を行った (図 8)。解像度の問題があり, 細部についての比較は行えないが, これらの比較を行う限り, 池澇の大まかな形態には差は認められない。

### 3. 1. 5 過去の池澇の形態測定値との比較

比較結果を表 3 に示す。測定地点を附図 1 に示す。70 年間の変化では NA5-74 (附図 1B) の長径 (A-B) と短径部分 (C-D) で距離の増加が測定された。池澇の観察では北東側に明らかに岸が離脱した部分 (長さ 3.6 m) や南東側にも岸辺が長さ 2.9 m に渡って剥離し, 水中に 0.9 m の泥炭部分が棚状に突出している状態が観察された。西條・阪口 (1954) の平面図と比較すると, 一見して形状が異なっていた。新たな測定地点 E-F を設定した (附図 1B)。

NA5-81 (附図 1A) は周囲がヤマドリゼンマイ (*Osmundastrum cinnamomeum* var. *fokeiense* (Copel) Tagawa) に囲まれており, 表層は乾燥気味である。西條・阪口 (1954) と比較して形状にほとんど変化は見られなかった。特に岸の離脱などは観察されなかった。長径 (A-B) に距離の増加が測定されたが, 短径では顕著な変化はなかった。

NA5-86 (附図 1C) も西條・阪口 (1954) と形状は異なっていなかったが, 細部では B 地点の岸に長さ 2 m に渡って約 50 cm の凹みが観察された。また, B 地点沖に約長さ 2 m, 幅 0.5 m の泥炭の塊が浮遊していた。南東部分の岸は約長さ 2 m, 幅 0.9 m に渡って表層部分が剥離していた。C-D 部分では約 1 m 程度の減少が計測された。新たに南東部分に D から三角形の湿地部分中

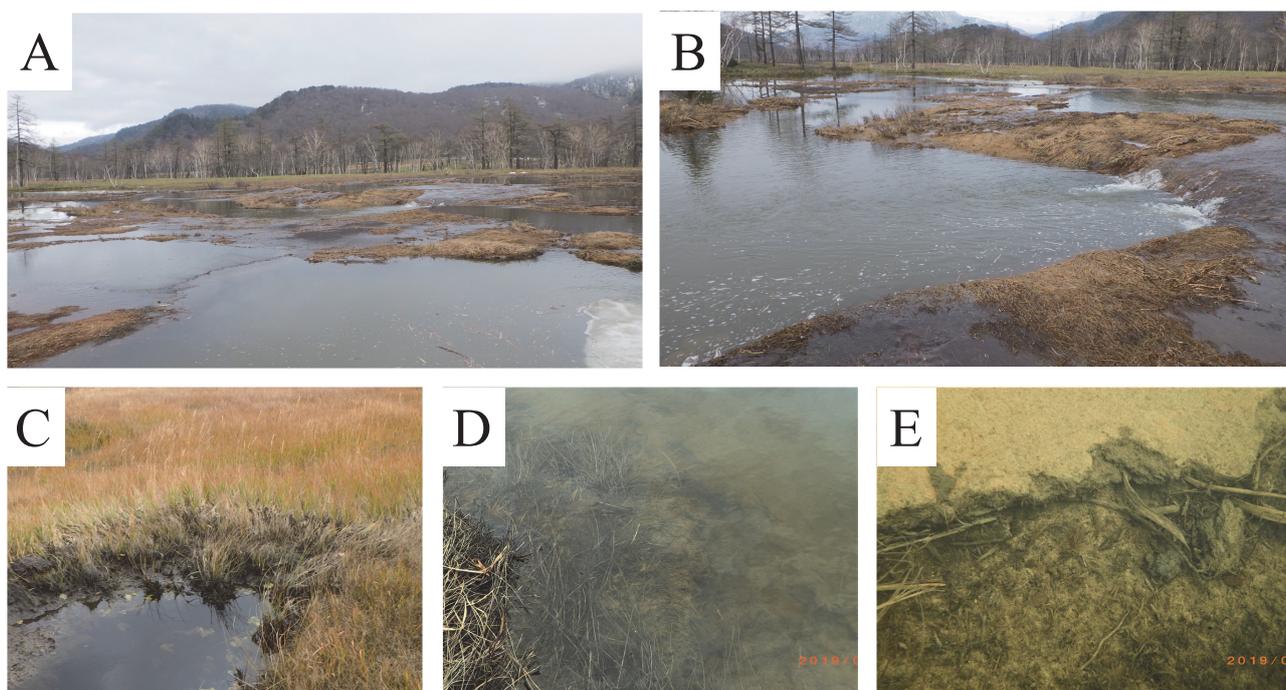


図 7: 洪水による池澇岸の攪乱や剥離を受けた例。A: 上田代 KA1 の池澇群への浸水, 池澇の区別がつかなくなっている, B: KA1-18 に流入する氾濫水, C: 岸辺の攪乱 (KA1 池澇), D: 岸の表層の剥離と流出 (KA1-14), E: 岸の表層が剥離され露出した泥炭 (写真上部が泥炭の表面) (KA1-14)。A, B, D, E は 2019 年 5 月 20-21 日の洪水による影響 (撮影は 5 月 22 日), C は 2018 年 10 月 11 日撮影。

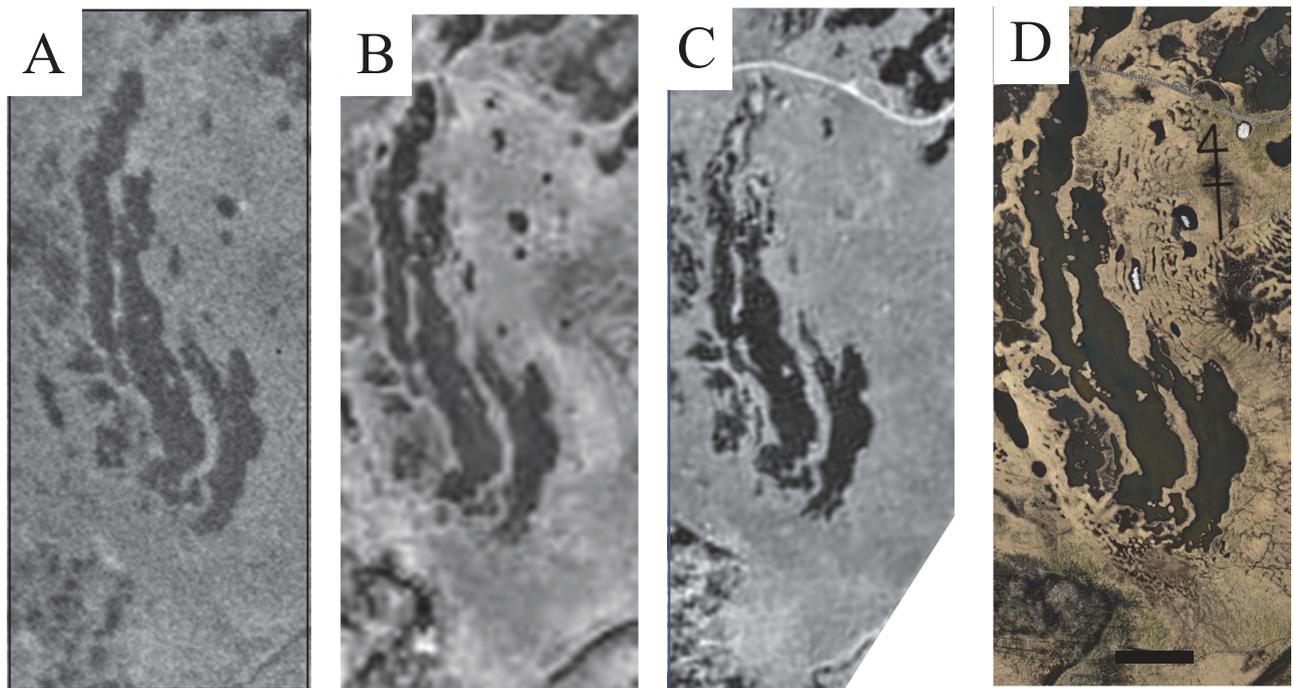


図8: KA4-05の航空写真による比較. A: 1948年8月16日 (U1142\_CA\_0015, 高度7,620 m, 国土地理院), B: 1961年10月21日 (KT7110Y-C11AH-11, 高度6,000 m, 国土地理院), C: 2005年9月17日 (CB20054X-C1-7, 高度5,100 m, 国土地理院), D: 2019年5月22日 (高度150 m) のドローン映像, 図中の黒棒はおよそ30 mの距離を示す.

表3: 西條・阪口 (1954) による70年前及び村山ほか (1999) による24年前の池塘の形態測定結果との比較. 新たに設定した場所 (附図1) についても記した. 詳細は方法の項参照.

西條・阪口 (1954) による測定時の池塘番号	金井 (1999) による池塘番号	西條・阪口 (1954) による測定部位	村山ほか (1999) による測定部位	本報による新たな設定部位	図上の推定値 (m)	2021年9月14-15日の実測値 (m)	過去の推定値からの変化 (m)
b	NA5-74	A-B			13.26	14.70	1.44
		C-D		8.62	10.00	1.38	
		E-F			13.14		
c	NA5-81	A-B			29.98	30.98	1.00
		C-D		9.62	10.06	0.44	
		E-F		9.86	9.99	0.13	
		G-H		9.86	9.46	-0.40	
d	NA5-86	A-B			15.69	15.97	0.28
		C-D		17.28	16.38	-0.90	
		D-E			9.10		
	KA1-04		a-a'	b-b'	22.25 <sup>1)</sup>	23.65	1.40
						42.45	

1) は村山ほか (1999) による実測値

央にEを設定した.

KA1-04 (附図1A) においても, 岸が剥離離脱した現象は認められなかった. 24年前に比して a-a' で1.4 m 増加の計測値を得た. 新たに b-b' を設定した.

### 3.1.6 池塘拡大を示唆する事例

永坂ほか (2022) は, ヒツジグサの分布を規定する要因の調査で, いくつかの池塘において池塘の深度と分布の関係性を報告している. KA4-05 では約35 mの区間に少なくとも3セットのケルミ (K1~K3) - シュレンケ

(S1~S3) の連合とみられる痕跡が明らかに現れている (図9). 3ヵ所の旧ケルミと思われる部分も水面下約60 cm とほぼ同じである. 水深とヒツジグサの分布の関係も明瞭で, 旧ケルミ上には本種が分布していない. この点については次にも述べる.

尾瀬ヶ原池塘の水生植物の優占種であるヒツジグサの分布状況は第1次尾瀬ヶ原総合学術調査時から注目され, (西條・阪口, 1954), 金井 (1999) は池塘全面に分布するが周縁部のない形をへりなし型とした. へりなし型は極めて多くの池塘で観察される (図10). 本型の分

布の要因として、永坂ほか (2022) はいくつかの池澁で底質の栄養分と分布の関係を詳細に検討し、岸辺でヒツジグサが分布していない部分の底質には、泥炭が露出または池澁堆積物が極めて薄く、貧栄養的であることが原因であると報告した。これらの場所では池澁底での泥炭の露出が近年の岸の拡大によって行われたことを推定させ、岸は形成されてからの時間経過が短いことを示唆した。図9に示したヒツジグサの分布しないK1, K2, K3の部分も近年浸食された貧栄養の底質と推定される。

尾瀬ヶ原の多くの池澁の中に湿地植物の生育している島状のスポットが見られる (図11)。これらには風など

によって池澁内を移動するいわゆる浮島と移動しない固定島 (吉岡, 1954) がある。Sakaguchi (2005) は、島は池澁内で一様分布する場合と線状に配列する場合があ

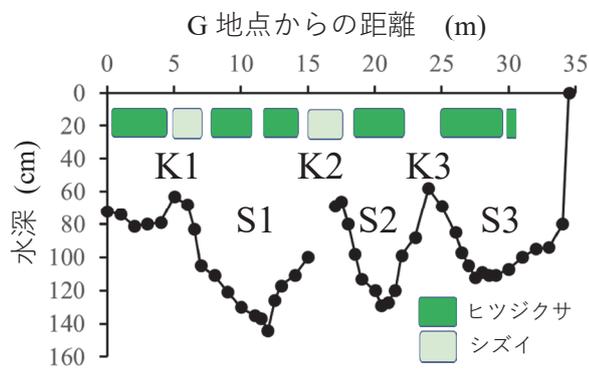


図9: KA4-05の水深と水生植物の分布. 永坂ほか (2022) の図6の一部を改変. 断面は図2に示したKA4-05のGからH. K1~K3は推定された過去のケルミ, S1~S3は同シュレンケ.

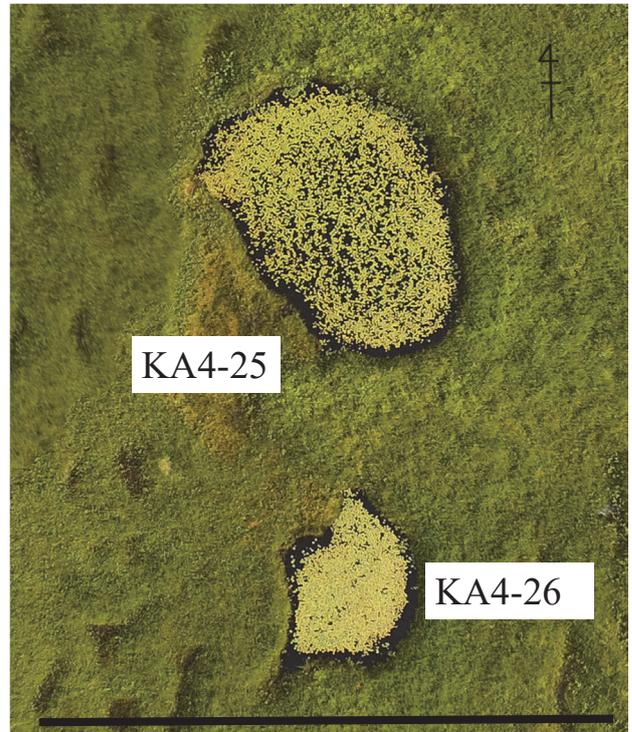


図10: ヒツジグサのへりなし型分布の例 (上がKA4-25, 下がKA4-26, 2018年8月). 岸辺近くの暗い部分にはヒツジグサが分布していない. この幅は45-65 cm程度である. 図中の黒棒はおよそ25 mの距離を示す.

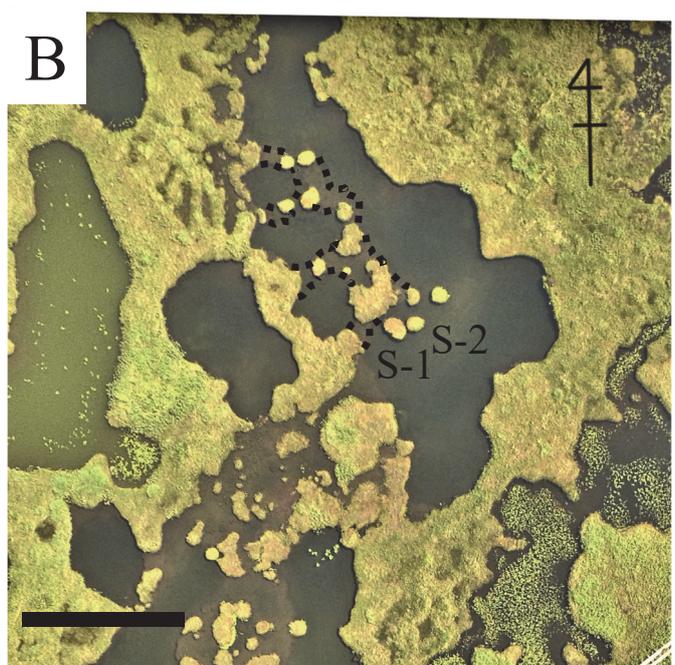
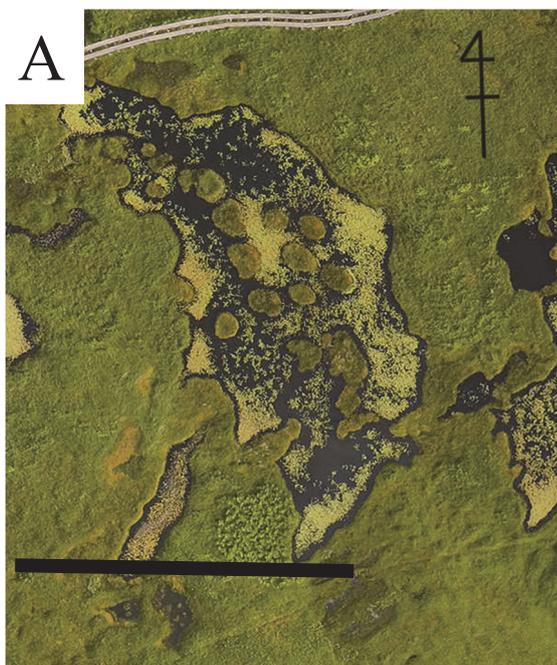


図11: 尾瀬ヶ原の池澁内に見られる固定島の例. A: KA3-10の固定島 (2017年8月28日, 高度120 m). 次年の映像と比較して、個々の島の位置は移動しておらず、固定島とした. B: KA4-37の固定島 (2018年7月, 高度100 m). KA4-37の一部が撮影されている. 図中のS-1とS-2は、20018年10月5日の映像と比較して、位置を変えており、いわゆる浮島である. 点線は水中に観察される橋状の構造物. 図中の黒棒はおよそ25 mの距離を示す.

表 4：尾瀬ヶ原池澮における池澮岸の拡大速度の推定値

池澮番号	測定年月日	速度測定地点	拡大速度 (mm 年 <sup>-1</sup> )	
			最小-最大	平均
KA1-30	2018.8.28	3	11-50	27
KA1-25	2018.8.29	2	12	12
KA1-12	2019.8.16	3	10-25	16
KA1-04	2019.8.15, 9.20	4	3-14	6
平均				15

るとしている。図 11A の固定島の並びは池澮岸に対してほぼ 2 列の孤状をなしている。固定島の周囲にはへりなし型と同様にヒツジグサが分布していない。

また、図 11B では水中に固定島と固定島をつなぐ泥炭の橋状の構造を明らかに読み取ることができる。

### 3. 2 池澮岸の拡大速度

池澮岸の拡大速度の推定結果を表 4 に示す。4 池澮では 3-50 mm 年<sup>-1</sup> の拡大速度が得られ、全体の平均では 15 mm 年<sup>-1</sup> であった。KA1-30 で最も速い速度を示し、KA1-04 で最も遅い速度を示した。

## 4. 考察

### 4. 1 池澮の拡大

尾瀬ヶ原において、池澮の面積の拡大につながる現象は各所に認められた。池澮岸は西條ほか (1954) が観察したよりも、直立的ではなく、測定ではいくつかの抉れを有し (図 5)、岸が棚状に突出する例も観察された (図 4)。これらの棚状の部分は、図 6 に見られるように、長年の間に開裂し、岸辺から離脱し、径の拡大につながるものが容易に推定される。第 1 次尾瀬ヶ原総合学術調査で宝月ほか (1954) も「現在切れかかった岸はかなり多くで見られ、...、浮島が岸のかけているところの形とよく一致し、...」と述べているが、尾瀬ヶ原の池澮で広く見られる拡大現象の一つと思われる。同様に岸辺が離脱して拡大し、浮島となる現象を空中写真の 60 年間の比較で Kowalewski (2011) がポーランドの泥炭池澮で明らかにしている。

本研究調査期間中に遭遇した大規模な洪水後には、池澮の岸辺が攪乱されたり泥炭が露出している状態が観察された (図 7)。洪水の遭遇は、周辺河川からの距離や池澮の標高などにより影響され、影響の強度は池澮により異なると予想されるが、池澮の拡大の一因になっている可能性が考えられる。特に図 7E のように泥炭が露出した湖岸は、後述するように酸化的となり分解・破壊されやすくなっている可能性がある。

このようにして池澮壁の拡大が起これば、特殊な湖流による堆積物の集積 (sediment focussing) や流出がなければ、通常その直下の池澮底には池澮堆積物は浅く、その下部に最も新しい泥炭面が存在することになる。拡大速度の推定を行った KA1-30 においても池澮堆積物の厚さは中央部の 30 cm に対し岸辺では 7 cm となっていた (2.3)。永坂ほか (2021) もヒツジグサのへりなし型の分布する池澮 KA1-25 において沖の池澮堆積物の厚さが 19 cm から岸では 3 cm になっていることを報告している。ヒツジグサの分布がへりなし型を示す池澮は、岸の底の泥炭が新しく、池澮拡大の過程を示している可能性が高い。

シュレンケあるいは浅い池澮の連合によって、より規模の大きな池澮が成立するという想定は世界の様々な泥炭湿地の池澮で行われてきた (Moor, 1982; Foster and Fritz, 1987; Foster et al, 1988; Belyea and Lancaster, 2002)。しかし、これらを実証的に示した例は多くない。Foster et al. (1988) はカナダの Gilbert bog で二つの池澮の断面を測定し、水中の高まりは二つに池澮に連合であると述べている。阪口 (1989) は第 2 次尾瀬総合学術調査において、連合が行われたと思われる証拠は得られなかったとしている。図 9 は永坂ほか (2022) による KA4-05 の湖底断面図である。3 個のケルミ (K1 ~ K3) シュレンケ (S1 ~ S3) の複合体とみることができる。ケルミ部分が水没しているため、局地的な陥没によるとの推定も可能であるが、(1) 永坂ほか (2022) の図 6 には泥炭面が記載されているが、ケルミと推定される部分に不連続面は確認されないこと、(2) もし沈降であるならケルミの岸がかなりシャープに切り立った状態で残存していると予想されるが、本稿図 9 ではなだらかになっており、浸食が進んだと予想されること、図 11B の点線部分にも同様な構造が見られるが、この成因が極めて小規模な範囲の沈降によるとする物理的な力は想定されないことから、ケルミシュレンケ複合体の連合によるとした。KA4-05 の調査地点では、ケルミの部分を食べながら、複数のシュレンケが次第に拡大し、分解途上のケルミ部分が水中に残存していると推定される。これは明らかにケルミシュレンケ複合体の連合により池澮が拡大し、現在の池澮が形成されたとみることができる。

固定島の成因として、吉岡 (1954) は小池澮の相連合により池澮中に取り残された湿地部分が中島となつた。阪口 (1954) は固定島 (固定浮島) をケルミの残体としたが、その後 hollow 中のブルテ状叢草が残ったものとした (阪口, 1982; Sakaguchi, 2005)。このように固定島の成因は現在においても確定していない。しか

し、図9で述べた例は明らかに シュレンケ部分の拡大によりケルミが残っていると解釈され、以前は固定島として水上に出ていた可能性が高い。図11Aの固定島の並びは池澇岸に対して孤状をなしており、島間にヒツジグサの分布していない部分が続いていることから、図9にみられるように近年露出した泥炭が分布していると推定され、池澇の連合の残体と考えられる。図11Bの水中にみられる島間の橋状の構造物は明らかに旧ケルミの残体であると推定できる。池澇中に分布する固定島はSakaguchi (2005)の主張する hollow 中のブルテの成長したものも混在する可能性もあるが、明らかに池澇の拡大によるシュレンケの連合時のケルミの残存物も含まれるのではないだろうか。岡田 (2013)も雨竜沼湿原において固定浮島(泥炭小島という名称を与えている)はケルミ・シュレンケ複合体の発達過程から生じているとしている。

池澇の拡大に伴う連合を促す力にはいくつかの仮説が提出されている。物理的な力として、風や波浪 (e.g. Bülow, 1928; 阪口, 1978; Foster and Fritz, 1987), 水圧や冠水による溢れ (Boatman, 1983; Koutaniemi, 1999), 雪や氷 (阪口, 1978; Boatman, 1983; Koutaniemi, 1999), 霜 (阪口, 1978; Boatman, 1983) など単独に又は複数の力によるとされている。これらの力の働き具合は泥炭地の傾斜や緯度などによっても異なると推定される。いずれも実際の証明が困難な課題となっている。

尾瀬ヶ原では、阪口 (1978)は積雪下の池澇内には snow jam が形成されており、融雪時に岸の泥炭を浸食するのが原因ではないかと述べている。尾瀬ヶ原山ノ鼻地区では平年並みの積雪の範囲は318~378 cmとされる(野原, 2012)。従って積雪下で池澇内が氷塊となって、体積増や移動によって浸食される可能性は低いと考えられる。しかし、積雪前や融雪期の低温時に一時的に氷塊が形成され、池澇内を移動することによって岸を侵食する可能性は高い。春の融雪時、池澇内に氷塊が浮遊している状態で岸に近い水中のセストン量が平均2.6(2.0-2.9) mgL<sup>-1</sup>で水の接岸していない岸の1.5倍という例もある(福原, 未発表 2019.5.22, 12:20 採水, KA3-32)。池澇の各所で観察される岸の開裂や離脱(3.1.2)には積雪量が関係するかもしれない。秋に池澇の岸に設置した園芸用ポールが融雪後に内側に大きく湾曲したことが観察されている(野原, 未発表)。3.1.1で述べた池澇岸辺の開裂は岸の積雪重に大きく関係すると推定されるが、その実態についての解明は出来なかった。

生物化学的な力としては、池澇形成後に池澇壁の泥炭が好気的な分解を受けて浸食される可能性が考えられ

る。尾瀬ヶ原の池澇水の大部分は飽和以下であるが、底層まで酸素が分布し、好気的である(西條・阪口, 1954; Kurasawa et al., 1982; 林ほか, 1999)。泥炭は好気的な環境での分解が早いことが多くの文献で知られている(e.g. Clymo, 1984; Ellis et al., 2008; Philben et al., 2015)。従って、好気的な水体に常に接している池澇岸の壁面は常時分解と浸食をうけていることになる。泥炭層は垂直的に活性層(acrotelm)と不活性層(catotelm)に分けられるが、特に不活性層での分解が著しいと推定される。Belyea and Lankaster (2002)が推測したように池澇壁の化学的分解の過程が不活性層で連続的に起こっている可能性が高い。しかし、3.1.1で述べた池澇壁の凹凸の抉れはこれらの物理的・化学的な過程が壁に一樣に働いていないことを示していると考えられる。本調査ではこれらの力の及ぶ過程を明らかにできなかったが将来の課題となる。

## 4.2 池澇の拡大速度

本研究では、2つの仮定の基に極めて簡易的な方法で拡大速度を求めた。仮定1では、池澇底の泥炭の直上面は池澇が形成された時代を維持しているものとした。厳密にはこの仮定は満足されないと思われる。池澇が形成され、池澇堆積物の堆積が続く間も泥炭の最表層において分解が進んでいる可能性がある。その速度は補正されることなく、本仮定に基づいて池澇の年代が推定されている場合が一般的である(Foster et al., 1988; Foster and Wright, 1990)。しかし、Foster et al. (1988)はスエーデンのHammar mossen 湿原の3池澇において池澇底の泥炭最上部とその直上に堆積した骸泥(gyttja)の年代測定を行い、その差が350-1430年あることを示し、さらに同様な測定をFoster and Wright (1990)がスエーデンのHammar mossen に加えてNitten mossen の池澇においても行い、その差が240-1470年、平均約812年異なっていることを報告している(上記2論文で重複した2測定値は除外した)。このことは、池澇の底にある泥炭表層とその直上は極めて不連続で泥炭表層の分解の進行が極めて遅いことを示唆し、仮定1をある程度満たすと解釈できる。将来的には泥炭表層の分解速度を加味した修正が必要であろう。

仮定2では池澇の周囲の泥炭の堆積速度は一定であるとした。泥炭の堆積速度は気候、地形、植物の種類、圧密などによって異なることが知られているが(阪口, 1978; 阪口, 1989)、通常火山灰の位置や泥炭の年代測定から平均堆積速度が算出されることが多い。尾瀬ヶ原で測定された泥炭の堆積速度(Sakaguchi et al., 1982)は、

中田代池澮 (NA6-33) の下部の泥炭の堆積速度が  $0.52 \text{ mm 年}^{-1}$ , 脇の泥炭層の FP/FA (榛名山二ツ岳降下軽石層/榛名山二ツ岳降下火山灰層) 以後の堆積速度が  $0.8 \text{ mm 年}^{-1}$ , KA4-04 周囲の FP/FA 以後の堆積速度が  $0.9 \text{ mm 年}^{-1}$  である。また南下田代で  $0.52\text{-}0.60 \text{ mm 年}^{-1}$  (阪口・相馬, 1999), 北下田代で  $0.6 \text{ mm 年}^{-1}$  (瀬川ほか, 1999) も報告されている。本研究で採用した  $1 \text{ mm 年}^{-1}$  は通常尾瀬ヶ原で用いられている堆積速度であるが, これらの値と比較すると大きな値となっている。従って本報で求めた拡大速度は過大評価となる可能性がある。厳密な計算には局所的な堆積速度の採用が必要であろう。

本研究で拡大速度は平均  $15 (3 \sim 50) \text{ mm 年}^{-1}$  と推定された。試みに先に述べた堆積速度の平均値  $0.7 \text{ mm 年}^{-1}$  を採用すると, 平均拡大速度は  $10.5 \text{ mm 年}^{-1}$  となる。KA1-30 の拡大速度は KA1-04 の約 5 倍であった。KA1-04 は KA1 内でも最も標高が高く洪水の影響を受けにくい位置にあるのに対し, KA1-30 は洪水の影響を受けている (表 1) (福原ほか, 2022)。拡大速度に洪水が影響している可能性がある。

池澮の拡大速度を推定した例は見当たらないが, 自然条件下で湿原の一部が移動することを示した Koutaniemi (1999) の string (Strang) の移動速度と同レベルであった。String は永久凍土の南に発達する高位泥炭地の畝状構造で (阪口, 1978), ケルミーシュレンケ複合体に極めて似た String and Pool (flark) 複合体を作っている。String はケルミに相当すると推定される。Koutaniemi (1999) は 21 年間の観察と定点測定で string が  $2 \sim 5 \text{ cm 年}^{-1}$  移動したと報告している。結果として string が移動し, 池澮が膨脹 (swelling) したとしているが, 池澮についての値は示されていない。string の移動速度を池澮岸の拡大速度と同じと仮定すると, 本稿で求めた拡大速度と同レベルとなる。

本推定は, 池澮岸側壁の拡大速度の推定である。従って連合等による面積の拡大速度の推定ではなく, あくまで池澮径の拡大速度の推定であるため, 応用にあっては, 断面図などにより残存ケルミを含んでいないかなど池澮底の構造を確認する必要がある。また, 泥炭の堆積以後に形成された池澮にのみ応用が可能で, 三日月湖を起源とする池澮には応用できない。さらに, 池澮底の浮上 (阪口, 1989; Karofeld and Tönisson, 2014) により池澮底が攪乱されている場合にも応用できない。

本研究で求めた池澮の拡大速度の推定値の妥当性を過去の写真との比較, 過去の計測値との比較により評価した。過去の空中写真と比較して, 池澮の変化を推定する例は知られている。Kowalewski (2011) は 60 年間の比

較では泥炭池澮の岸の変化は顕著ではなく, その原因として過去の空中写真の解像度に問題があるとしている。図 6 で示した映像比較では, 解像度の関係で必ずしも明確な変化を認めることは出来なかった。本推定値がある程度妥当であっても, 極めて小さいため, これらの年月では映像では検出不可能なためかもしれない。この点で, 最近発達が著しいドローン映像は今後の池澮岸辺の変化を記録する極めて有効な手段となるであろう。

西條・阪口 (1954) の過去の計測値との比較では, わずかながらも増加が認められ, 池澮の拡大が推定された部分が見られた (表 2)。西條・阪口 (1954) では, 論文中の断面図からの距離の推定のため, ある程度の誤差と, 現地では岸の凹凸の状態から測定地点を決定しているため, これによる誤差は避けられない。従って, 推定の精度は不明という難点があるが, 仮に 70 年間で  $1.00 \sim 1.44 \text{ m}$  の拡大があった場合, その拡大速度は  $7\text{-}10 \text{ mm 年}^{-1}$  という値が得られる (片側の岸として)。この値は堆積速度を  $1 \text{ mm 年}^{-1}$  とした  $15 \text{ mm 年}^{-1}$  より小さいが, 前述の堆積速度の平均を  $0.7 \text{ mm 年}^{-1}$  とした場合の  $10.5 \text{ mm 年}^{-1}$  と近い値となった。NA5-81 の長径の場合は  $7 \text{ mm 年}^{-1}$  となった。しかし, NA5-86 の場合は短径 (C-D) で縮小が測定された。西條・阪口 (1954) の断面図では C 地点は表面が薄く岸側に凹んでいる。この部分が現在は植物に覆われた可能性がある。

村山ほか (1999) の KA1-05 の a-a' では 24 年間で増加が見られた。当時の測定値は  $22.25 \text{ m}$  とされているが断面図 (図 2) ではこの値を超えたデータがプロットされており, 再検討の余地がある。

本報告の値がどの程度妥当な値であるかの判定は, GPS などにより地点記載を高精度化するなど, 将来の課題となる。附図 1 に示した地点が参考になることを期待したい。

## 5. おわりに

尾瀬ヶ原の池澮群に関しては, 第 1 次尾瀬ヶ原総合学術調査より, 起源, 形態, 深さ, 水質, 浮島, 固定島, 遷移, 堆積速度, 水生植物の分布など様々な面から注目され, 取り組まれてきた。しかし, その形態の多様性や連続性について十分な説明が加えられてきたとは言えない。固定島の起源についても未だ未解明な部分が多く, 定説がない。本稿で取り上げた, 池澮の拡大現象についても, 解明すべき点が多々残っている。本稿の拡大速度の推定は極めて単純な仮定に基づいたものである。ドローン技術の発展等による, ケルミーシュレンケ複合体

を含めた池澇の形態面の複雑性の解明が期待される。

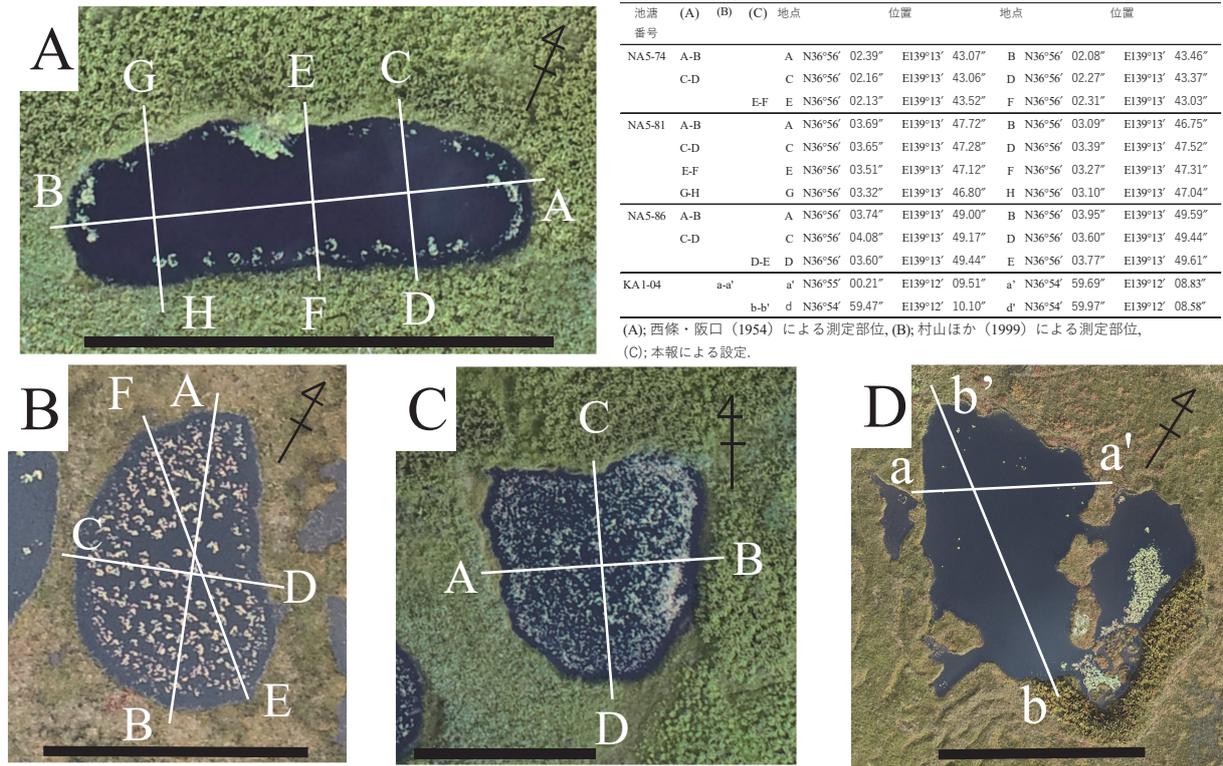
## 謝辞

本調査研究は、関係機関の許可のもとに、第4次尾瀨総合学術調査の一環として行われた。調査器具の保管等でお世話になった東京パワーテクノロジー株式会社運営の至仏山荘に感謝致します。本稿の作成に当たっては、池澇の起源や発達過程について様々なご意見をいただいた亀山 哲博士（国立環境研究所）、航空測量の専門家として、ドローンで撮影した画像からオルソ画像の作成にご協力いただいた小玉哲大氏（株式会社フォテック）に感謝致します。

## 引用文献

- Belyer, L. R., and J. Lankaster (2002) Inferring landscape dynamics of bog pools from scaling relationships and spatial patterns. *Journal of Ecology*, **90**, 223-234.
- Boatman, D. J. (1983) The Silver Flowe National Nature Reserve, Galloway, Scotland. *Journal of Biogeography*, **10**, 163-274.
- Bülow, K. (1929) *Allgemeine Moorgeologie : Einführung in das Gesamtgebiet der Moorkunde*. Gebrüder Borntraeger, Berlin.
- Clymo, R. S. (1984) The limits to peat bog grow. *The Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series B, Biological Sciences*, **303** (1117), 605-654.
- Ellis, T., P. W. Hill, N. Fenner, G. G. Williams, D. Godbold, and C. Freeman (2008) The interactive effects of elevated carbon dioxide and water table draw-down on carbon cycling in a Welsh ombrotrophic bog. *Ecological Engineering*, **35**, 978-986.
- Foster, D. R., and S. C. Fritz (1987) Mire development, pool formation and landscape processes on patterned fens in Dalarna, central Sweden. *Journal of Ecology*, **75**, 409-437.
- Foster, D. R., and H. E. Wright Jr. (1990) Role of ecosystem development and climate change in bog formation in central Sweden. *Ecology*, **71**, 450-463.
- Foster, D. R., G. A. King, P. H. Glaser, and H. E. Wright Jr. (1983) Origin of strig patterns in boreal peatlands. *Nature*, **306**, 256-258.
- Foster, D. R., H. E. Wright Jr., M. Thelaus, and G. A. King (1988) Bog development and landform dynamics in central Sweden and south-eastern Labrador, Canada. *Journal of Ecology*, **76**, 1164-1185.
- 福原晴夫, 木村直哉, 永坂正夫, 野原精一 (2021) 尾瀨ヶ原上田代池澇群の岸辺水生無脊椎動物に与える洪水の影響. *陸水学雑誌*, **82**, 169-186.
- 福原晴夫, 永坂正夫, 高野典礼, 村田智吉, 千賀有希子, 藤原英史, 野原精一 (2022) 尾瀨ヶ原上田代池澇群の底質に対する洪水の影響. *低温科学*, **80**, 25-42.
- 林 秀剛, 味沢伸輔, 李 鎬慶, 川村一孝, 村上雅文, 坂井 周, 村上哲生, 平林公男, 野原精一 (1999) 尾瀨ヶ原池澇の水質と藻類. 尾瀨の総合研究, (尾瀨総合学術調査団編) : 831-843. 尾瀨総合学術調査団, 前橋市.
- 宝月欣二, 市村俊英, 堀 正一, 大島康行, 笠永博美, 小野 和, 高田和男 (1954) 尾瀨ヶ原湿原の植物生態学的研究. 尾瀨ヶ原, (尾瀨ヶ原総合学術調査団編) : 313-400. 日本学術振興会, 東京.
- 金井弘夫 (1999) 尾瀨ヶ原の池澇地図と水生植物5種の分布消長. 尾瀨の総合研究, (尾瀨総合学術調査団編) : 377-471. 尾瀨総合学術調査団, 前橋市.
- Karofeld, E., and H. Tönisson (2014) Spatio-temporal changes in bog pool bottom topography - temperature effect and its influence on pool development: an example from a raised bog in Estonia. *Hydrological Processes*, **28**, 958-968.
- 国土地理院 (2021) : GSImap. <https://www.gsi.go.jp/> (2021年9月23日時点).
- Koutaniemi, L. (1999) Twenty-one years of string movements on the Liippasuo aapa mire, Finland. *Boreas*, **28**, d521-530.
- Kowalewski, G. (2011) Shoreline and surface area changes induced by floating islands in peatland lakes (Tuchola Pinewood Forest, Poland) . *Limnological Review*, **11**, 151-162.
- Kurasawa H., H. Hayashi, T. Okino, Y. Watanabe, M. Ogawa, T. Morita, Y. Isobe, H. Fukuhara, and A. Ohtaka (1982) Ecological studies on zooplankton and zoobenthos in the pools of the Ozegahara moor. In: Hara, H. et al. (eds.), *Ozegahara: Scientific Researches on the Highmoor in Central Japan*. 277-298. Japan Society for the Promotion of Science, Tokyo.
- Limpens, F. Berendse, C. Blodau, J. G. Canadell, C. Freeman, J. Holden, N. Roulet, H. Rydin, and G. Schaepman-Strub (2008) Peatlands and the carbon cycle: from local processes to global implications ? a synthesis. *Biogeosciences Discussions, European Geosciences Union*, **5**, 1379-1419.
- Moor, P. D. (1982) Pool and ridge patterns in peat mires. *Nature*, **300**, 110.
- 村上哲生, 河村一孝, 瀬川朋和, 林 秀剛 (1999) 珪藻分析に基づいた池澇の起源の検討. 尾瀨の総合研究. (尾瀨総合学術調査団編) : 473-492, 尾瀨総合学術調査団, 前橋市.

- 村山恵子, 福原晴夫, 角野康郎 (1999) 尾瀬ヶ原におけるオゼコウホネとヒツジグサ (スイレン科) の遺伝的変異. 尾瀬の総合研究. (尾瀬総合学術調査団編): 274-289. 尾瀬総合学術調査団, 前橋市.
- 永坂正夫, 福原晴夫, 高野典礼, 藤原英史 (2021) 尾瀬ヶ原湿原におけるヒツジグサ (*Nymphaea tetragona* Georgi) の特徴的な池澁内分布の分析. 陸水学雑誌, **82**, 189-201.
- 永坂正夫, 福原晴夫, 高野典礼 (2022) 尾瀬ヶ原湿原における底泥環境に関連した水生植物の池澁内分布. 低温科学, **80**, 329-341.
- 野原精一 (2012) 尾瀬の自然環境の概要. 低温科学, **70**, 9-20.
- 小谷 昌 (1954) 尾瀬ヶ原中田代の微地形. 尾瀬ヶ原, (尾瀬ヶ原総合学術調査団編): 30-40. 日本学術振興会, 東京.
- 岡田 操 (2013) 高層湿原池沼における固定浮島 (泥炭小島) の形成過程. 地形, **34**, 269-292.
- Philben, M., J. Holmquist, G. MacDonald, D. Duan, K. Kaiser, and R. Benner (2015) Temperature, oxygen, and vegetation controls on decomposition in a James Bay peatland. *Global Biogeochem. Cycles*, **29**, 729-743.
- 西條八束 (1954) 尾瀬の陸水 (IV) 中田代池澁の湖沼学的調査. 尾瀬ヶ原, (尾瀬ヶ原総合学術調査団編): 122-127. 日本学術振興会, 東京.
- 西條八束, 阪口 豊 (1954) 尾瀬の陸水 (III) 代表的池澁の理化学的性状. 尾瀬ヶ原, (尾瀬ヶ原総合学術調査団編): 118-121. 日本学術振興会, 東京.
- 西條八束, 市村俊英, 阪口 豊 (1954) 尾瀬の陸水 (II) 池澁の形態. 尾瀬ヶ原, (尾瀬ヶ原総合学術調査団編): 110-117. 日本学術振興会, 東京.
- 阪口 豊 (1954) 尾瀬ヶ原地形発達史-モールの形成を中心に-. 尾瀬ヶ原, (尾瀬ヶ原総合学術調査団編): 45-67. 日本学術振興会, 東京.
- 阪口 豊 (1978) 泥炭地の地学. 東京大学出版, 東京.
- 阪口 豊 (1982) 尾瀬ヶ原盆地の成因と湿原の発達. 生物科学, **34**, 36-43.
- 阪口 豊 (1989) 尾瀬ヶ原の自然史. 中公新書, 東京.
- Sakaguchi, Y. (2005) *The Ozegaharamire - The striking features and genesis of a natural historical heritage of Japan*. Self-publishing, Tokyo.
- Sakaguchi, Y., and H. Sohma (1982) Characteristics of bank and hollow complexes in the Ozegahara moor. In: Hara, H. et al. (eds.) *Ozegahara: Scientific Researches on the Highmoor in Central Japan*: 31-46. Japan Society for the Promotion of Science, Tokyo.
- 阪口 豊, 相馬秀廣 (1999) 尾瀬ヶ原に分布する孤立林の成立とその年代. 尾瀬の総合研究, (尾瀬総合学術調査団編): 13-28. 尾瀬総合学術調査団, 前橋市.
- Sakaguchi, Y., Y. Saijyo, A. Yagi, M. Hibino, and H. Sohma (1982) Characteristics of deposits and genesis of pools. In: Hara, H. et al. (eds.), *Ozegahara: Scientific Researches on the Highmoor in Central Japan*: 75-90. Japan Society for the Promotion of Science, Tokyo.
- 瀬川朋和, 福島和夫, 公文富士夫 (1999) 尾瀬ヶ原・北下田代堆積物の柱状試料について. 尾瀬の総合研究, (尾瀬総合学術調査団編): 41-48. 尾瀬総合学術調査団, 前橋市.
- 吉岡邦二 (1954) 尾瀬ヶ原湿原植物群落の構造と発達. 尾瀬ヶ原, (尾瀬ヶ原総合学術調査団編): 170-204. 日本学術振興会, 東京.
- Xu, J., P. J. Morris, J. Liu, and J. Holden (2018) PEATMAP: Refining estimates of global peatland distribution based on a meta-analysis. *Catena*, **160**, 134-140.



附図 1: 西條・阪口 (1954) 及び村山ほか (1999) から推定した池澇の形態測定位置及び新たに設定した位置 (B; E-F, C; D-E, D; b-b'). A: NA5-81, B; NA5-74, C; NA5-86, D; KA1-04, 図中の表は GPS (GARMIN, Oregon 550TC) による位置 (値は Google Earth により微調整されている). 図中の黒棒はおよその距離を示す, A; 30 m, B; 10 m, C; 20 m, D; 30 m.