



HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	尾瀬ヶ原湿原に蓄積する有機物，鉄，リン，粘土鉱物の河川からの距離に伴う鉛直分布の変化
Author(s)	村田，智吉; Murata, Tomoyoshi; 野原，精一 他
Citation	低温科学, 80, 1-23
Issue Date	2022-03-31
DOI	https://doi.org/10.14943/lowtemsci.80.1
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/85017
Type	departmental bulletin paper
File Information	01_p001-023_LT80.pdf



尾瀬ヶ原湿原に蓄積する有機物，鉄，リン，粘土鉱物の河川からの距離に伴う鉛直分布の変化

村田 智吉¹⁾，野原 精一¹⁾

2021年12月22日受付，2022年1月28日受理

尾瀬ヶ原湿原に流入・蓄積した無機成分の性状を明らかにするため，山ノ鼻，上田代，中田代において土壌・泥炭コアを採取して，強熱減量，遊離鉄含量，全リン酸含量，粒径組成，粘土鉱物組成を深度別に分析した。強熱減量は，表層付近では低層湿原や拋水林で低く，中間湿原，高層湿原，孤立林で高くなる傾向があった。ただし，深層では過去の流路や氾濫，火山噴出物などの影響を受け，その値は大きく変動する地点が多かった。遊離鉄含量は，表層付近で高くなる傾向があった。全リン酸含量は，深度との明瞭な関係性はなく，強熱減量の増加に対し放物線を描くような増減パターンを示し，湿原土壌中のリン酸の蓄積には河川からの距離と植物バイオマスによる吸収と蓄積が強く寄与していると考えられた。洪水などの河川氾濫の影響を強く受けたと思われる層位では，粒径組成において粗粒な画分割合が高かった。細粒画分 (< 20 μm) における X 線回折分析の結果から，猫又川と川上川の河岸や山ノ鼻地区では上流の至仏山に分布する蛇紋岩由来の鉱物成分が顕著に検出された。一方，石英，クリストバライト，長石などの一次鉱物類は，地区によらず一様に堆積しており，風成堆積の影響が強いことが示唆された。

Vertical distribution of organic matter, iron, phosphorus, and clay minerals accumulated in Ozegahara mire as a function of distance from rivers

Tomoyoshi Murata¹, Seiichi Nohara¹

To clarify the properties of inorganic components that have flowed into and accumulated in Ozegahara mire, soil and peat core samples were collected in the Yamanohana-tashiro, Kamitashiro, and Nakatashiro and analyzed for ignition loss, free iron contents, total phosphate contents, particle size distribution, and clay mineral composition at different depths. The ignition loss near the surface layer tended to be lower in the low moors and higher in the middle and high moors, fragmented forest, gallery forests. In the deeper layers, however, there were many sites with large fluctuations due to the influence of past flow paths, flooding, and volcanic eruptions. The free iron content tended to be higher near the surface layer. The total phosphate content showed a parabolic pattern in response to the increase in the ignition loss, suggesting that the distance from the river and both of absorption and accumulation by plant biomass contribute strongly to the accumulation of phosphate in mire soils. A large proportion of coarse size fractions were found in layers that were strongly affected by past river flooding, regardless of the region. As for the fine fractions (< 20 μm), the results of X-ray diffraction analysis showed that the mineral components derived from serpentine distributed upstream (Mt. Shibutsu) were significantly detected in the banks of the Nekomata River and Kawakami River and in the Yamanohana-tashiro. On

責任著者
村田智吉
連絡先
〒305-8506 茨城県つくば市小野川16-2
国立環境研究所

Tel : 029-850-2413
e-mail : tmurata@nies.go.jp
1) 国立研究開発法人国立環境研究所
1 National Institute for Environmental Studies, Tsukuba,
Japan

the other hand, primary minerals such as quartz, cristobalite, and feldspar were deposited regardless of the area, suggesting a strong influence of wind deposition.

キーワード：粘土鉱物, 有機物, 尾瀬ヶ原, 泥炭, リン
clay mineral composition, organic matter, Ozegahara, peat, phosphorus

1. はじめに

尾瀬ヶ原湿原は、2,000メートルを超える山々に囲まれた盆地地形を成す本州最大の山岳湿原（標高約1400m）である。その泥炭地層の堆積は、約9,000～6,000年前に始まったとされており、堆積速度は1年に0.5～0.8mm程度と推定され、深さは最大で5m程度に達している（阪口, 相馬, 1999a）。このような地形のため、過去の気候変動や周辺環境の変化は、湿原への栄養塩や土砂供給、地形変化にも大きな影響をもたらしたものと考えられる。

これまで尾瀬ヶ原の泥炭層の堆積史については、数多くのボーリング調査（松井ほか, 1954, 多田ほか, 1954; 阪口, 相馬, 1999a）、花粉分析（中村, 1951; 阪口ほか, 1999）、年代測定（Shima, 1956; Sakaguchi et al., 1976, 1978; Sakanoue and Komura, 1982; 阪口, 相馬, 1999a; 藁毛ほか, 1999; Akagi et al., 2004）等の結果をもとに様々な仮説検証を積み重ねながら多くの知見を見出してきた。今日の尾瀬ヶ原泥炭地の前身は晩氷期から完新世の初めにかけて尾瀬ヶ原を取り巻く山麓の扇状地上に発生し、北下田代・上田代→中田代→南下田代の順に泥炭地化し、最後に西中田代が泥炭地化した後、6,000年前ごろに現風景に近い湿原景観になったと推察されている（阪口, 相馬, 1999a）。

尾瀬ヶ原を含め国内の多くの湿原は泥炭を主体としているものの、河川流入や火山噴火、陸域からの風成塵などによって無機質成分が多かれ少なかれ混入している（新井, 1980; 成瀬, 2006）。これら無機質成分の中には、カリウムやリンなどの植物の栄養素になるものや鉄やカルシウムのようにリンの保持機能を有するものなどがあり、湿原の生態系に大きな影響をあたえる。尾瀬ヶ原においては、第1次尾瀬ヶ原総合学術調査を契機に泥炭成分の分析が行われてきたが、その多くは一般理化学的他、有機質成分に特化したものが多く（松井ほか, 1954; 山県ほか, 1956a, b; 鶴田ほか, 1999; 和田ほか, 1999）、粘土鉱物など無機質粒子成分の組成に関する詳細な調査は未だなされていない。粘土鉱物組成や一次鉱物組成は、流入源を明らかにできる強力なツールとなり

うるが、これまで尾瀬ヶ原では、表層泥炭に含まれる氾濫運搬性の粒子形状や色についての観察（阪口, 相馬, 1999a）や火山テフラの評価（新井, 1980）にとどまっている。

今後気候変動に伴う降雪量や降雨強度の変化が予測されているが、泥炭堆積物から過去の湿原生態系の変化を学ぶことは意義深い。本研究は、これまでに尾瀬ヶ原湿原に流入した無機質粒子成分の鉛直組成や断面内での蓄積パターンについて明らかにする。特に、尾瀬ヶ原に流入した土砂堆積成分のうち、細粒画分に含まれる粘土鉱物組成を解析することによって、堆積物の流入起源や流入経路となった流域の氾濫特性について考察することを目的とした。

2. 方法

2.1 調査地点

調査対象地域は、尾瀬ヶ原湿原の上流部から山ノ鼻地区、上田代地区、中田代地区とした（図1(a)）。それぞれの地区において河川からの距離、地形、植生（宮脇・藤原, 1970）などの違いを考慮して特徴の異なる数地点で泥炭や土壌コア試料の採取を行った。山ノ鼻地区では、研究見本園内の猫又川に近いヨシ群落のY1地点、至仏山からの湧水として園内中央に注ぎ込む沢沿いのヨシ群落のY2地点、ヨシ群落にホロムイヌゲ・ヌマガヤ群集が混ざるY3地点、オゼザサーシラカンバ群落为主体で微高地に位置するY4地点の計4カ所から試料採取を行った。地形と植生との関係から、Y1とY2は低層湿原、Y3は中間湿原、Y4は孤立林の特徴を有していると判断した（図1(b)および表1）。上田代地区では、牛首付近の上ノ大堀川左岸に近いホロムイヌゲ・ヌマガヤ群集のK1地点、K1から湿原内部の西方に向かって、いずれもヌマガヤ・イボミズゴケ群集、ヌマガヤ・ミカズキグサ群団、ホロムイヌゲ・ヌマガヤ群集が混ざるK2, K3, K4地点で試料採取を行った。K1は中間湿原、K2～K4は中間湿原と高層湿原が複合的に表れる地点である（図1(c)および表1）。中田代地区では、ヨッピー川と下ノ大堀川の合流地点近くのハルニレ群集、ホロムイヌゲ・ヌ

表 1：試料採取地点の位置情報，植生および概況.

地点名	位置情報	植生および概況
山ノ鼻地区		
Y1	N36° 55.104' E139° 11.703'	ヨシ群落 (低層湿原)
Y2	N36° 55.032' E139° 11.785'	ヨシ群落 (低層湿原)
Y3	N36° 55.062' E139° 11.731'	ホロムイスゲ-ヌマガヤ群集, ヨシ群落 (中間/低層湿原)
Y4	N36° 54.966' E139° 11.653'	オゼザサーシラカンバ群落 (孤立林)
上田代地区		
K1	N36° 55.272' E139° 12.704'	ホロムイスゲ-ヌマガヤ群集 (中間湿原)
K2	N36° 55.267' E139° 12.656'	
K3	N36° 55.281' E139° 12.479'	ヌマガヤ-イボミズゴケ群集, ヌマガヤ-ミカズキグサ群団, ホロムイスゲ-ヌマガヤ群集 (高層/中間湿原)
K4	N36° 55.258' E139° 12.587'	
中田代地区		
N1	N36° 55.998' E139° 13.315'	ハルニレ群集, ホロムイスゲ-ヌマガヤ群集, ヤチヤナギ等 (抛水林/低層湿原)
N2	N36° 55.989' E139° 14.274'	ホロムイスゲ-ヌマガヤ群集, オゼザサーシラカンバ群落 (中間湿原/抛水林)
N3	N36° 55.814' E139° 14.067'	ヤチカワズスゲ-キダチミズゴケ群集, ホロムイスゲ-ヌマガヤ群集 (中間/高層湿原)
N4	N36° 55.626' E139° 13.383'	
河岸堆積物		
Ne	N36° 55.140' E139° 11.721'	猫又川河岸右岸
Ka	N36° 54.816' E139° 11.856'	川上川河岸右岸
Nu	N36° 56.026' E139° 14.346'	沼尻川河岸左岸

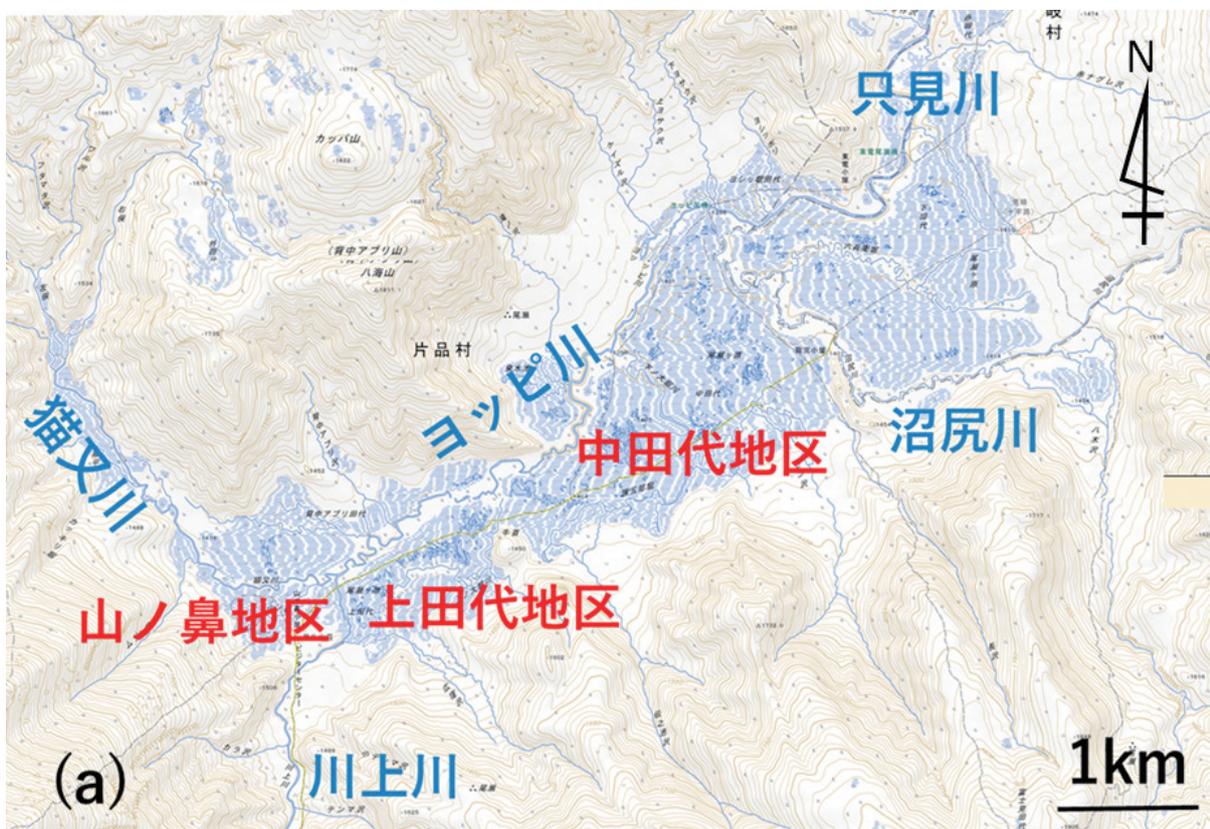


図 1(a)：調査対象地域.
 国土地理院地図電子国土 Web を加工.

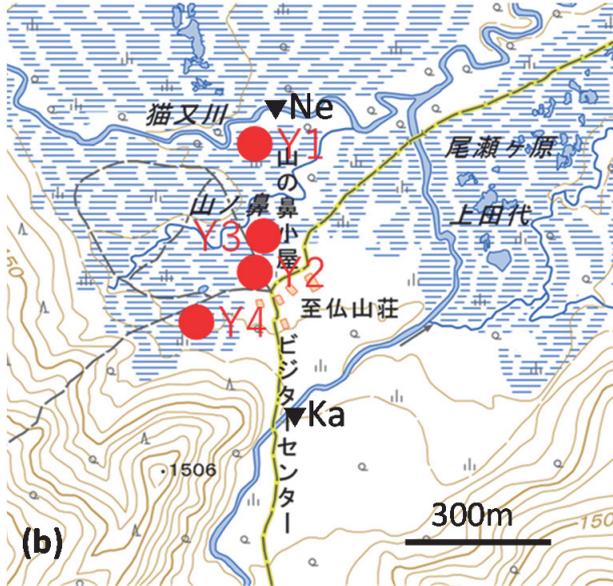


図1(b)：山ノ鼻地区の試料採取地点。
Y1：低層湿原，Y2：低層湿原，Y3：中間/低層湿原，Y4：孤立林，Ne：猫又川河岸，Ka：川上川河岸，国土地理院地図電子国土 Web を加工。

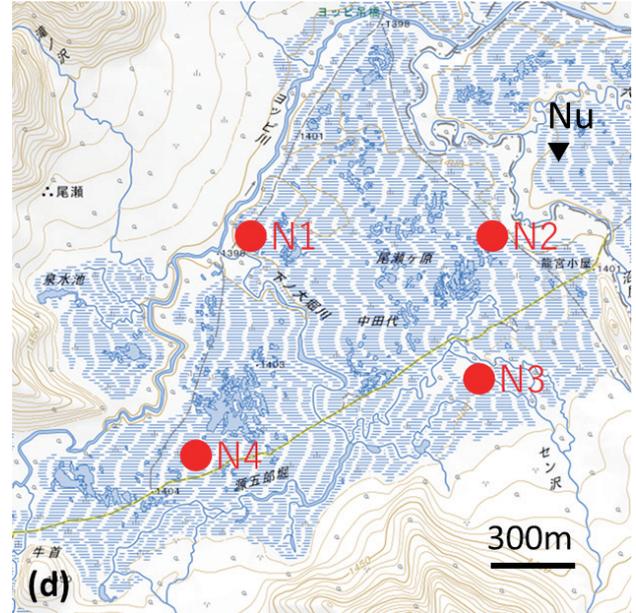


図1(d)：中田代地区の試料採取地点。
N1：抛水林/低層湿原，N2：中間湿原/抛水林，N3：高層/中間湿原，N4：高層/中間湿原，Nu：沼尻川河岸。国土地理院地図電子国土 Web を加工。

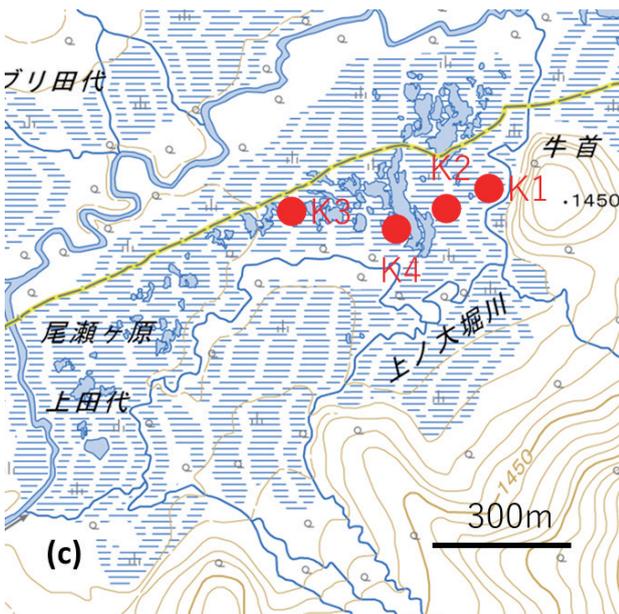


図1(c)：上田代地区の試料採取地点。
K1：中間湿原，K2：高層/中間湿原，K3：高層/中間湿原，K4：高層/中間湿原，国土地理院地図電子国土 Web を加工。

マガヤ群集にヤチヤナギ等が混じる N1 地点，沼尻川沿いのホロムイスゲ-ヌマガヤ群集とオゼザサーシラカンバ群落の境界付近に位置する N2 地点，ヤチカワズスゲ-キダチミズゴケ群集，ホロムイスゲ-ヌマガヤ群集が複合的に混じる湿原内部の N3，N4 地点の計 4 ヶ所から試料を採取した。N1 は抛水林と低層湿原の複合的地点，N2 は中間湿原と抛水林の境界付近，N3 および N4 は中間湿原と高層湿原が複合する地点である (図1(d) および表1)。その他，河川によって運搬される成分の

評価のために河岸堆積物の表層 0～10 cm についても，猫又川沿い，川上川沿い，沼尻川沿いから採取した (図1(b)(d) および表1)。

尾瀬ヶ原周辺の地質的特徴はつぎのとおりである。第三紀～第四紀の噴火に由来する安山岩質溶岩や火山砕屑物，白亜紀に上昇した花崗岩，中生代の泥岩 (海成層) や超苦鉄質岩等が分布している (図2)。このように尾瀬ヶ原は，様々な岩質の山体に四方を囲まれた盆地地形を成している。また，山体表層には火山灰を母材とする黒ボク土が広く分布していると考えられる (農研機構日本土壌インベントリー，2021)。

2.2 試料採取方法

泥炭および土壌コアの採取方法はピートサンプラー (Eijkkamp Soil & Water, Giesbeek) を用い，深さ 100 cm 程度まで掘削し，コア試料は有機物の腐熟分解度，砂層やテフラの夾在具合を確認しながら，概ね 5 cm 毎に切断後，実験室に持ち帰った。

2.3 実験方法

採取試料は 70 °C で一晚乾燥させ，電動ミル (WB-1, 大阪ケミカル) で 0.5 mm の篩を通過するまで粉碎した。以下に記す分析はすべて一連で行った。

強熱減量は，乾燥粉碎試料の 1 g 程度を磁性るつぼに採り，電気炉にて 550 °C，1 時間加熱処理をした後の損量を定量した (田中，村田，2018)。



図2：尾瀬ヶ原一帯の地質図。
産総研シームレス地質図V2より加工。

遊離鉄含量，全リン酸含量の測定は，上記強熱後の灰化試料を用いて定量した。

遊離鉄含量の測定は，強熱処理後の灰化試料0.2 g程度にハイドロサルファイトナトリウムを還元剤として添加し，クエン酸三ナトリウム溶液を加えて，16時間，25℃で振とう抽出を行った（土壤環境分析法編集委員会，1997a）．抽出液は遠心分離後，孔径0.45 μmのメンブランフィルター（DISMIC-25CS045AN, Advantec）でろ過し，1%硝酸溶液を用いて適宜希釈した後，誘導結合プラズマ発光分光分析法（ICPE-9820，島津製作所）を用いて定量した．なお，試料液中の元素分析については，国立環境研究所環境計測研究センター基盤計測機器室に依頼した．定量限界値はブランク溶液（希硝酸）を10回測定した際の標準偏差の10倍値（10σ）とし，本条件での鉄の定量限界値は0.020 mg L⁻¹だった．ここで定量される遊離鉄とは，土壌や泥炭中の水溶性鉄，腐植複合体鉄，非結晶性水和酸化鉄，結晶性酸化物鉄が強熱処理によりすべて結晶性酸化物鉄になったものを指している．つまり，溶存鉄と遊離酸化鉄の含量とみなせる．したがって，ハイドロサルファイトナトリウムでは還元溶解しない磁鉄鉱のような一次鉱物や粘土鉱物の結晶格子内に同像置換して含まれているような鉄成分は含まれない．

全リン酸含量の測定は，O'Halloran（1993）の方法に準じて行った．すなわち，灰化試料0.2 g程度をポリプロピレン製遠沈管にとり，0.5 mol L⁻¹ 硫酸溶液を25 mL加え，16時間，25℃で振とう後，遠心分離をして上澄

みを得た．上澄み液を適宜希釈してリン酸含量をモリブデンブルー法にて比色定量し，これを全リン酸とした．

土壌および泥炭試料中の無機成分の粒径組成は，乾燥前の湿潤試料15~20 gを用いて，土壤環境分析法編集委員会（1997b）に準じて定量した．すなわち，湿潤試料を500 mL容トルビーカーにうつし，水と過酸化水素水を適宜繰り返し加え，ホットプレート上で加熱しながら有機物をゆっくり分解させた．有機物分解終了後，懸濁液を1 L容の沈底瓶にうつし，超音波処理（20 kHz，100 W）を施しよく分散させた．その後，粒径2 μm以下の粘土画分と2~20 μmのシルト画分についてはStokesの法則に従い，沈降法を用いて分画した．この時，明らかに粘土画分の割合が少ない（懸濁液が薄い）と思われた試料については，粘土画分単独の回収は行わず，粘土+シルト画分として含量のままシルト以下画分として試料を得た．残った砂画分については，篩を用いて20~200 μm画分の細砂画分と200~2000 μmの粗砂画分に分別した．それぞれ回収された画分は105℃で乾燥後，重量を測定し，画分割合を算出した．なお，分散が思わしくないときには，分散剤として1 mol L⁻¹の水酸化ナトリウム溶液を4 ml添加したが，ほとんどの場合は分散剤を必要としなかった．

上記で得られたシルト画分以下の細粒画分については，日本第四紀学会編（1993）に準じて，粘土鉱物組成の分析を行った．すなわち，土壤環境分析法編集委員会（1997a）に従い，試料をハイドロサルファイトナトリウムとクエン酸三ナトリウム溶液を用いて脱鉄処理を施し

たのち、飽和塩化ナトリウム溶液で洗浄を繰り返し、懸濁物を回収した。その後、和田 (1966) の方法に従い X 線回折分析を行うために、 Mg^{2+} イオン飽和处理試料 (Mg-C) と K^+ イオン飽和处理試料 (K-C) を作成し、スライドガラス上で定方位試料を得た。Mg-C 処理試料を X 線回折装置で測定後、試料にグリセロールを噴霧した Mg-Gly 処理試料を作成し、同様に X 線回折装置で測定した。また、K-C 処理試料を測定後、300 °C の加熱処理 (K-300) を施し測定した後、さらに 550 °C の加熱処理 (K-550) を施し測定した (日本第四紀学会編, 1993)。

X 線回折分析は、理学社製 Rint-Ultima にて、対陰極 Cu, Ni フィルター、管球電圧 40 kV, 管球電流 26 mA, 発散-散乱スリットはそれぞれ 1°, 受光スリット 0.3 mm, スキャンスピード 2°/min の条件で行った。上記 5 種類の処理試料から得られる回折線の比較から粘土鉱物の同定作業を行った。

中田代地区の N3 地点において榛名二ツ岳伊香保軽石 (Hr-FP) が確認された層位 (25~27 cm) について株式会社加速器分析研究所に依頼し AMS ^{14}C 年代測定を行った (測定番号 IAAA-210295)。測定試料は、乾燥後微粉碎し、不純物除去のため 1 mol L⁻¹ 塩酸で洗浄後、純水で中和し、再度乾燥したものを用いた。暦年較正年代の計算には、IntCal20 較正曲線 (Reimer et al, 2020) を用い、OxCalv4.4 較正プログラム (Bronk Ramsey,

2009) を使用した。

3. 結果および考察

3.1 強熱減量 (有機物含量)

山ノ鼻地区においては、低層湿原の Y1 および Y2 地点に比べ、中間湿原と低層湿原が複合的に混ざる Y3 地点の方が強熱減量が高い値を示した。しかし、Y3 地点の強熱減量の変化を鉛直方向内で見るとその変化は非常に大きく、約 0.2 g g⁻¹ から 0.7 g g⁻¹ の間で何度も増減を繰り返していた。おそらくこの地点は、過去に何度か河川流路から大きく離れ、その間に泥炭物質が蓄積しやすい環境にあったと考えられる。湿原内で比較的標高が高く、孤立林に位置する Y4 地点では、下層に向かうほど強熱減量が増加した (図 3)。35 cm 以下の層位では強熱減量が 0.9 g g⁻¹ 以上と非常に高く、かつてこの地点が河川流路からかなり離れた位置にあり、高層ないし中間湿原の様な生態系を維持していた可能性が考えられる。この地区は川上川と猫又川の流路に囲まれ、至仏山北東斜面の麓に近く、多くの沢からの合流もあるため洪水が起りやすく、流路の変化も起きやすいと考えられる。またそのような流域の特徴もあり、土砂の流入量が全般的に多い地区と考えられる。

上田代地区においては、中間湿原の K1 地点から高層湿原と中間湿原が複合的に混ざる K2~K4 地点まで、

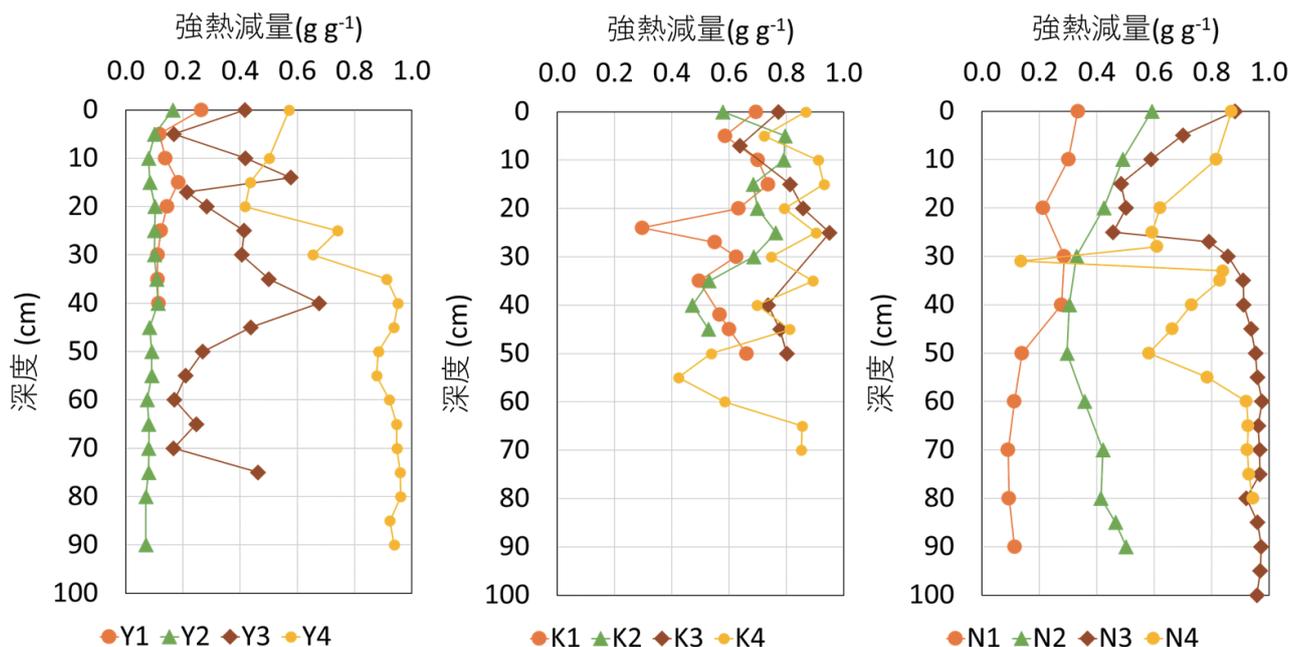


図 3: 湿原土壌中の強熱減量の鉛直変化。

左: 山ノ鼻地区 (Y1~Y4 地点), 中央: 上田代地区 (K1~K4 地点), 右: 中田代地区 (N1~N4 地点), それぞれの地点の位置、概況は表 1 参照。

地点間による顕著な差異は認められなかった。いずれの地点も断面内で強熱減量の値が何度も増減を繰り返す特徴を示していた(図3)。この地区は、川上川と猫又川が合流した下流側に位置し、さらに上ノ大堀川をはじめとし、尾瀬ヶ原の南東方面に位置する斜面からも多くの沢の合流があり、山ノ鼻地区同様、洪水が起こりやすい地区でもある。なかでもK3, K4地点は、現在ミズゴケを主体とした高層湿原的な特徴が強い生態系を維持しているが、強熱減量の鉛直プロファイルから過去には土砂流入が頻繁に起きた時期があったことが推察される。

中田代地区においては、抛水林を含む低層湿原から中間、高層湿原へと向かうにしたがい(N1→N2→N3,4)、明らかに強熱減量が高くなる傾向が認められた。また、N3地点の24 cm深、N4地点の30 cm深で急激に強熱減量が減少している層は、直径2~5 mm程度の乳白色の球状で角閃石の斑晶を含む榛名二ツ岳伊香保軽石(Hr-FP)の集積層だった。Hr-FPの噴出年代はこれまでいくつかの報告がなされてきたが(新井, 1962; 1979; 早田, 1989)、近年の下司, 大石(2011)によれば、炭素14年代値の暦年較正年代値で555~615 cal AD(較正された西暦紀元)とされており、6世紀後半から7世紀初頭であることを支持している。したがって、その後の泥炭堆積速度は、およそ0.17~0.21 mm yr⁻¹ということになる。阪口, 相馬(1999a)によれば泥炭堆積速度は断面内で不均一であるものの、概ね平均すると0.5~0.8

mm yr⁻¹であったことと比較すると、泥炭成分の堆積がこの時代にやや停滞した様子がうかがえる。

尾瀬ヶ原においてHr-FPが見いだされる層位や直上層では、かなり泥炭の分解度が進んでいるケースが多く、細粒化が進んでいた。今回N3地点のHr-FPを含む24~27 cmの層位の炭素14年代値をあらためて測定してみたところ、1238 ± 22 yr BP (2θ 暦年代範囲: 1266-1207 cal BP (37.8%), 1179-1172 cal BP (2.8%), 1166-1072 cal BP (54.8%)), なおBPはBefore Presentの略で西暦1950年を基準にさかのぼった年代を示す)という値を示した。測定した層位自体はHr-FP降下後に堆積した泥炭層と考えられるため、噴出年代より100年ほど若い710 ± 20 cal ADという値を示したことはおおむね妥当と考えられる。

3.2 遊離鉄含量

図4には、遊離鉄含量の鉛直分布図を示した。山ノ鼻地区のY2の40 cm深で顕著に高い値を示していたが、この深さに一様の鉄集積層が存在するわけではなさそうである。おそらく、ヨシ類の根域がもたらした亀裂などが地中に酸化しやすい場所を形成し、鉄が移動・酸化集積したものと思われる。それ以外は、いずれの地点も表層付近で遊離鉄含量が高く、下層に向かい減少する傾向を示していた。おそらく、下層ではより還元化が進むため二価鉄が優位となり、下層に到達した遊離鉄は溶脱さ

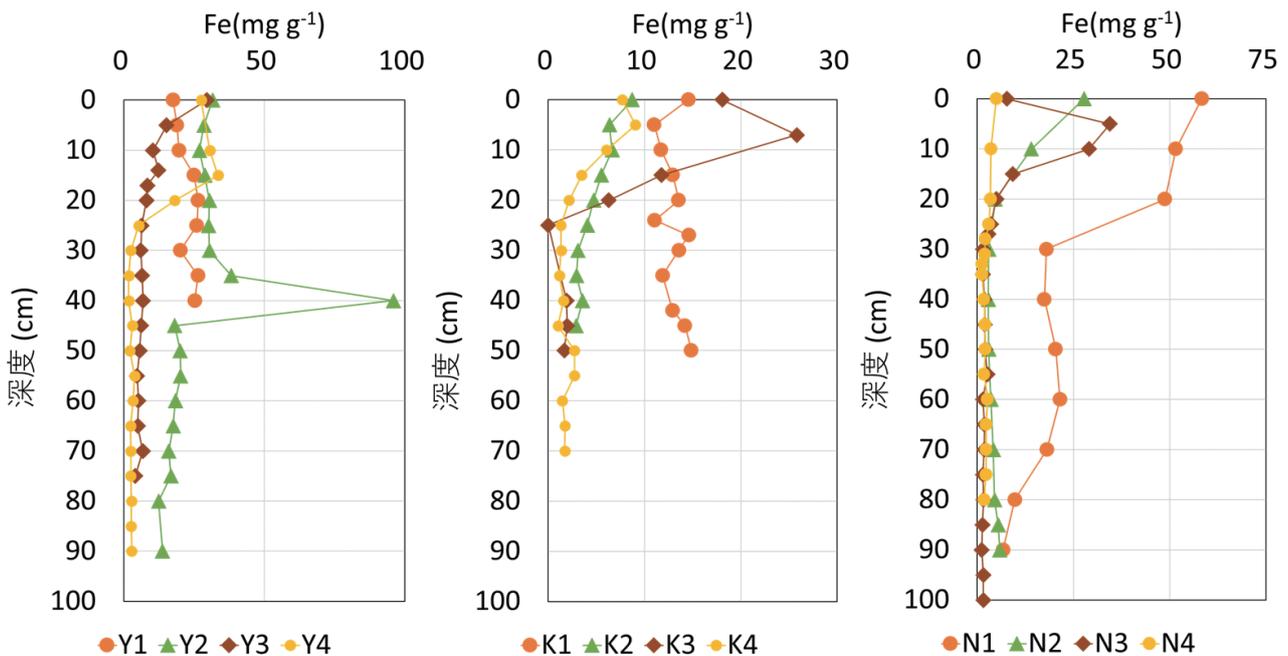


図4: 湿原土壌中の遊離鉄含量の鉛直変化。
左: 山ノ鼻地区 (Y1~Y4 地点), 中央: 上田代地区 (K1~K4 地点), 右: 中田代地区 (N1~N4 地点), それぞれの地点の位置、概況は表1 参照。

れやすくなるものと考えられる。谷ほか(2001a)によれば、泥炭中の鉄の形態は、火山灰や土砂などの無機物混入の影響が大きい泥炭では結晶性の高い鉄酸化物や一次鉱物中の鉄が多く含まれるのに対し、無機物混入の影響が少ない泥炭では主に鉄-腐植複合体の形態で存在していることを明らかにしている。そしてその量は有機物含量に律速されることも指摘している(谷ほか2001b)。

また、地点間では、低層湿原で遊離鉄含量が高く、高層湿原に向かうにしたがい低くなる傾向が認められた。これは、谷ほか(2001a)によれば、河川に近い低層湿原ほど無機物混入の影響が大きく、遊離鉄中に占める酸化鉄の割合が高くなることで、鉄が蓄積しやすくなるものと考えられる。その他、尾瀬ヶ原では、福原ほか(2022)が池塘の底質を調べ、鉄の供給が河川の氾濫堆積によりもたらされている可能性があることを報告しており、本研究の結果とも符合する。

3.3 全リン酸含量

図5には、全リン酸態リン含量の鉛直分布図を示した。遊離鉄含量の傾向とは大きく異なり、鉛直断面内での変化が比較的大きかった。陸域土壤ではリン酸の集積が鉄酸化物量に律速されることはよく知られている。しかし、泥炭地では鉄の多くが鉄-腐植複合体(谷ほか, 2001a, b)や二価鉄などの還元態として存在するため、鉄がリン酸の吸着場としては機能しにくいと考えられる。

図6(a)~(d)に強熱減量と全リン酸態リン含量との関係を示した。図6(a)に全地点の層位別の値をすべてプロットした。両者には放物線を描くような関係があることがわかる。すなわち、土砂流入が比較的多い低層湿原や抛水林から湿原内部の中間湿原に向けて土壤中の有機物含量が増加するにしたがい、リン酸の蓄積量が増大した。さらに有機物含量が増加し、徐々に高層湿原に向かうにしたがいリン酸の蓄積量は減少に向かった。

図6(b)から図6(d)には、地区別に地点ごとの値を区別してプロットした。強熱減量の低い層位が断面内の多くを占める地点は、山ノ鼻地区のY1とY2、中田代地区のN1などの低層湿原であった。一方、強熱減量の高い層位が断面内の多くを占める地点は、高層湿原と中間湿原を複合的に含む上田代地区のK3のみであった。これら4地点は、鉛直断面内での強熱減量の変化が小さく、長きにわたって変化の少ない立地環境を維持してきたと考えられる。すなわち、Y1, Y2, N1は絶えず河川氾濫による土砂流入の影響を受け続けているところ、K3は河川からの土砂流入の影響が最も小さい立地環境が維持されているところと想像される。その他の地点は、図6上においてプロットが広く分布しており、河川からの土砂流入量が大きく変化してきた経緯が読み取れる。つまり、河川の規模や流路が変化を続けてきたか、または何らかの理由で上流側からの土砂流入量が変化したなどの要因が考えられるが、詳細は不明である。

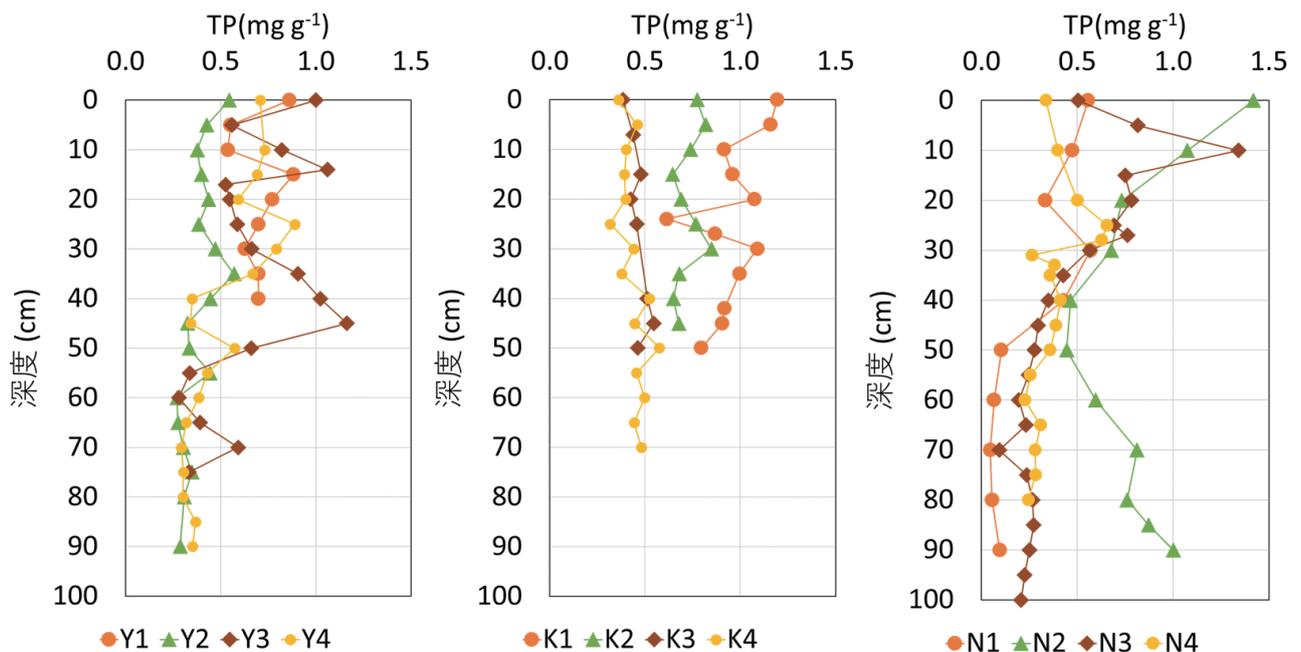


図5：湿原土壤中の全リン酸態リン含量 (TP) の鉛直変化。

左：山ノ鼻地区 (Y1~Y4 地点), 中央：上田代地区 (K1~K4 地点), 右：中田代地区 (N1~N4 地点), それぞれの地点の位置、概況は表1 参照。

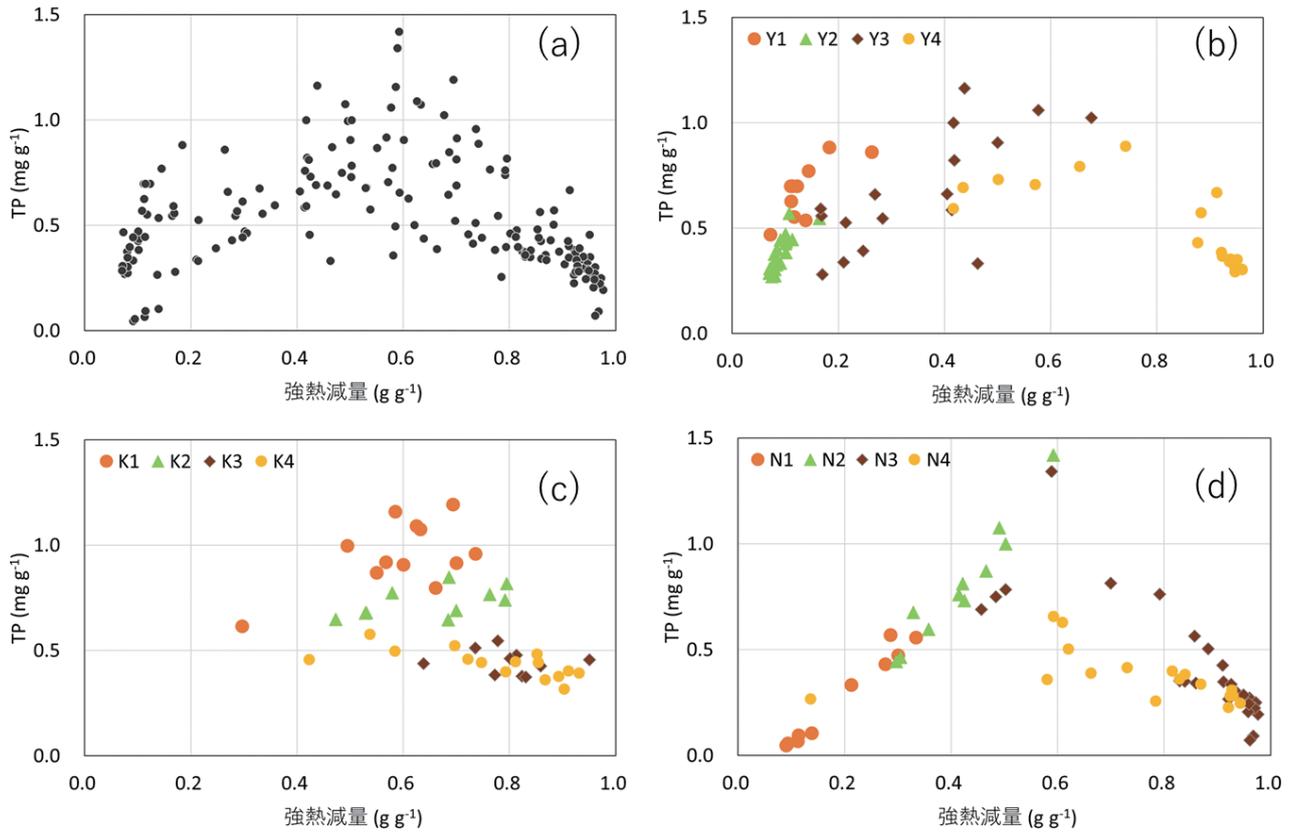


図6：層位別土壌試料における強熱減量と全リン酸態リン含量（TP）との関係。
 (a)：全地点，全層位別試料，(b)：山ノ鼻地区のY1~Y4地点の全層位別試料，(c)：上田代地区のK1~K4地点の全層位別試料，
 (d)：中田代地区のN1~N4地点の全層位別試料。

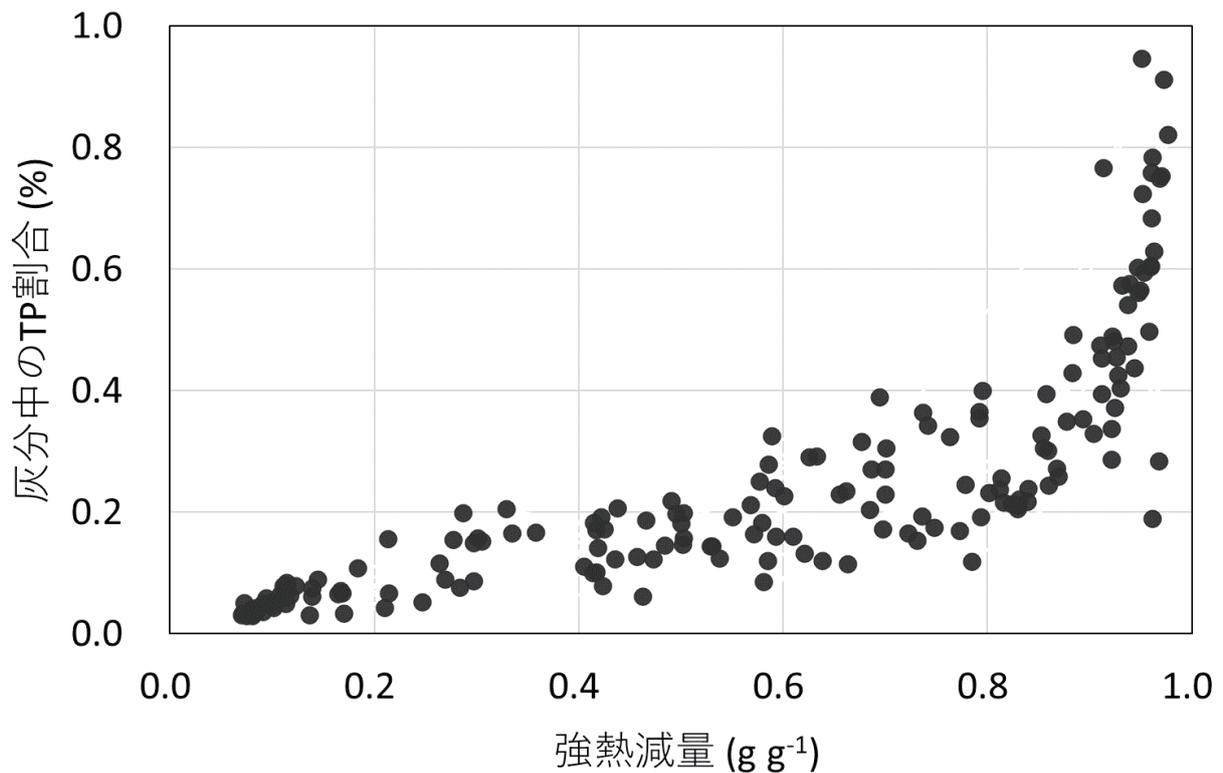


図7：層位別土壌試料における強熱減量と灰分中に占める全リン酸態リン（TP）の割合との関係。

図7に全地点、全層位における強熱減量と灰分中に占める全リン酸態リン割合との関係を示した。この図から、強熱減量が高くなるにしたがい、すなわち湿原への土砂流入が少なくなるほど、灰分中のリン割合が増大することがわかる。つまり、リンそのものは河川によって運搬されるものだが、土壌や泥炭中への蓄積はあくまで植物が吸収しバイオマス化した有機態リン酸による蓄積が重要と考えられる。

3.4 粒径組成

図8~10は、試料中の有機物を過酸化水素分解したのちに残った無機成分の割合とその粒径組成を重量割合で示した。

図8には山ノ鼻地区の低層湿原のY1地点、中間および低層湿原が複合的に混じるY3地点について示した。Y1は図3でも示した通り、表層から全層にわたって強熱減量が低く、無機成分割合が高い。粒径組成も深さ40 cm くらいまでは大きな変化が認められないが、40 cm 以深では200~2,000 μm の粗砂画分割合が顕著に増加していた。おそらく、40 cm 以深の層位は現在よりもさらに河川に近い位置関係にあったものと考えられる。Y3地点は無機成分割合の鉛直内での変化が非常に顕著だった。特に、深さ40~50 cm の層位は無機成分割合が低いにもかかわらず、粒径200~2,000 μm の粗砂画分が顕著に認められた。粗砂画分および100~200 μm の

細砂画分を実体顕微鏡で確認したところ、長石、輝石類、石英、火山ガラスを主体としていることからテフラ層と判断された。おそらく浅間起源のテフラと考えられるが、浅間A(1708年)かB(1108年)かは現時点では判別ができなかった。一次鉱物組成や粗粒な画分についての詳細な考察は今後の課題としたい。表層から深さ40 cm までの砂画分の中には雲母が多量に認められたことから、上流の花崗岩地帯からの氾濫堆積が影響しているものと考えられた。また、深さ40 cm から表層へ向かって、無機成分割合が徐々に増加していることから、河川の影響が現在に向かって徐々に高まってきていると考えられる。

図9には上田代地区の中間湿原のK1地点と高層および中間湿原が複合的に混ざるK3地点の結果を示した。上田代地区は山ノ鼻地区より無機成分割合が全層にわたって低く、粒径組成も20 μm 以下の微細な画分割合が大きかった。K1地点の深さ24~27 cm には無機成分割合が顕著に高く、且つ、粗砂画分が存在する層位が認められた。この層位が表層だった時代に規模の大きな河川氾濫もしくは山体の斜面侵食があった可能性がある。K3地点は高層および中間湿原の複合地点であるため土砂が供給される頻度はK1地点に比して少ないと考えられる。それを反映して全層にわたり無機成分割合は低い値を示した。上田代地区は尾瀬ヶ原の中でも広範囲に洪水が起きることが報告されており(福原ほか, 2022; 野

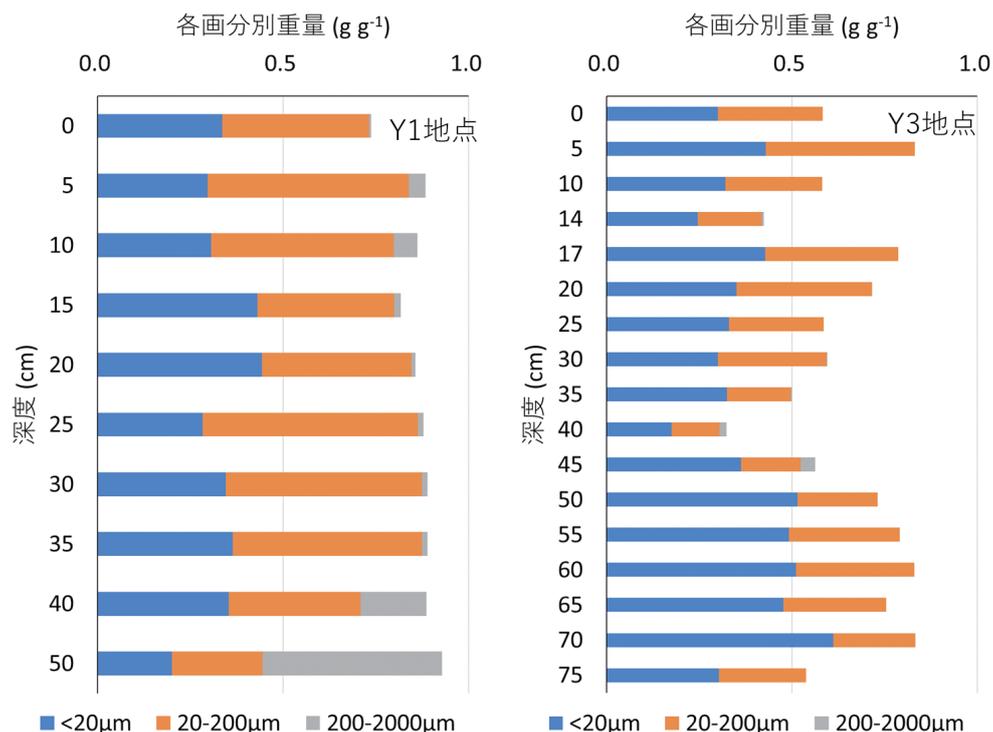


図8: 湿原土壌中の無機成分割合と粒径組成の鉛直変化(山ノ鼻地区)。

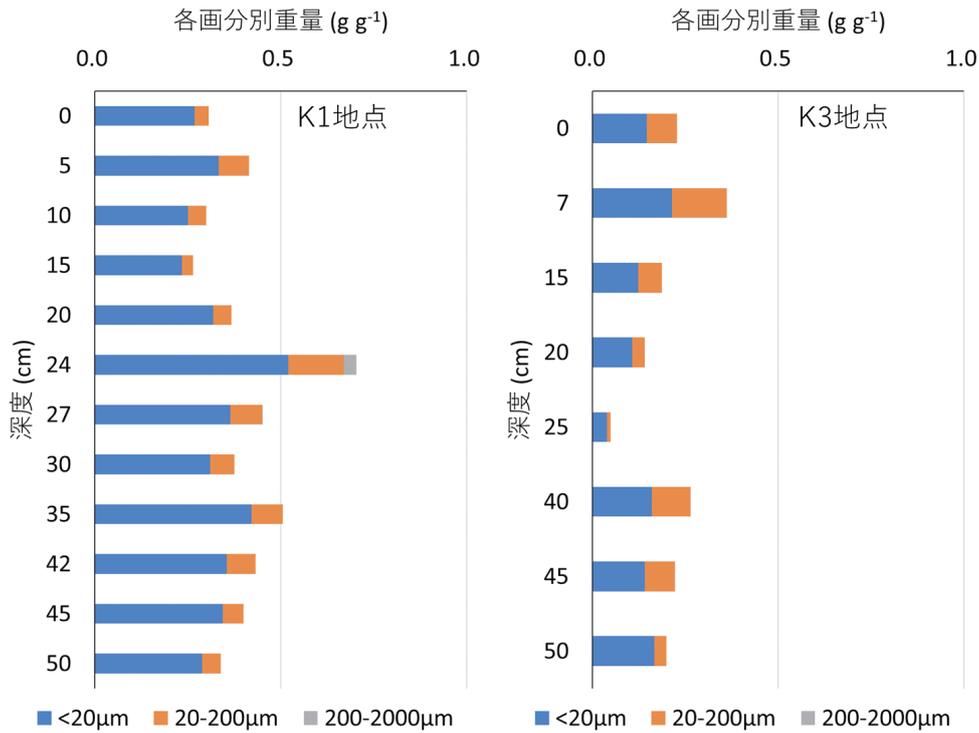


図9：湿原土壌中の無機成分割合と粒径組成の鉛直変化（上田代地区）。

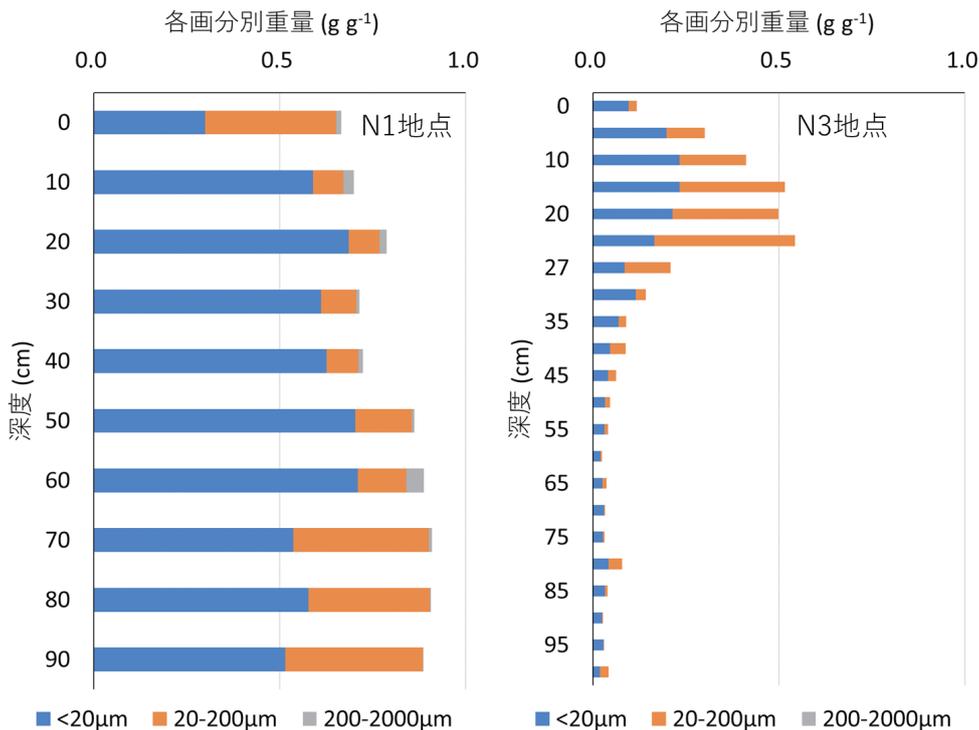


図10：湿原土壌中の無機成分割合と粒径組成の鉛直変化（中田代地区）。

原ほか, 2021; 2022), 河川由来の氾濫堆積物が蓄積しやすい条件にある(阪口, 相馬, 1999b)。ただし, 今回の粒径組成分析からは, 無機成分の粒径の大半が20 µm以下の微細な粒子を主体としていた。融雪期や大雨時に洪水を伴いやすいものの, 南東方面の山体斜面が緩斜面であることなど, 粗粒な粒子が運搬されにくい立

地条件を備えているものと想像される。

図10には中田代地区の抛水林と低層湿原の境界地点を構成するN1地点と高層および中間湿原が複合的に混ざるN3地点の結果を示した。N1地点はヨッピー川と下ノ大堀川が合流する地点であり全層にわたって無機成分割合が高かった。ただし, 表層の0-5 cm層以外は, 20

μm 以下の微細な画分割合が全体の50%を超えており、土砂粒子が上流から流下する過程で淘汰されながら粒径の小さいものが下流側に到達したと推察される。また、70 cm以深で細砂画分(20~200 μm)が顕著に増える傾向が認められたが、この層位の形成時期にはかなりの規模の水流を保ったか、もしくは河川の水路がこのあたりに迫っていた可能性が考えられる。N3地点の30 cm以深は無機成分割合が非常に小さく、長きにわたり高層湿原的な立地条件が維持されたと想像される。このあたりは南東斜面上を流れるセン沢の扇状地辺縁部に位置するため、緩傾斜な地形により粗粒な氾濫粒子が到達しにくい条件にある。しかし、前述の通り24~27 cmのHr-FP集積層付近を境に表層に向かって無機成分割合が顕著に増加しており、比較的粗粒な20~200 μm 画分の割合も大きい値を示している。これらの堆積要因は定かではないが、砂画分の実体顕微鏡観察から24~27 cmに認められたHr-FPの鉱物組成と類似しており、いったん周辺に降下したHr-FP成分が二次的にN3地点に再堆積した可能性もあり、今後の検討課題である。

3.5 粘土鉱物組成

3.5.1 河岸堆積物

図11に河岸堆積物表土中の粘土画分のX線回折結果を示した。

3.5.1.1 猫又川

図11(a)の山ノ鼻地区の猫又川河岸堆積物についてみると、表土中の粘土画分からは多種類の粘土鉱物および一次鉱物が検出された。Mg飽和处理粘土(Mg-C)では、主に1.42~1.50, 1.00, 0.73, 0.50, 0.48, 0.43, 0.40, 0.365, 0.358, 0.33, 0.32, 0.31 nmの回折線ピークが検出された。1.42~1.50 nmにあったピークはMg-Gly(グリセロール)処理により、低角側(1.8 nm付近)へブロードなピークとしてシフトし、逆にK飽和处理(K-C)で高角側の1.22 nmにシフトし、さらに加熱処理(K-300, K-550)で1.00 nmまでピークがシフトした。このように層間が1.4 nm付近からMg-Gly処理で膨潤し、K飽和处理やその後の加熱処理で1.00 nmまで収縮する特徴から2:1型層状ケイ酸塩粘土鉱物の中でも層間の電荷が弱く、膨潤性を示すスメクタイトの存在が示された。Mg-Cにおける1.00と0.50 nmのピークは2:1型粘土鉱物の雲母様鉱物、0.73と0.358 nmのピークとK-550の加熱処理によるピーク消失から1:1型粘土鉱物のカオリナイト、0.48 nmのピークとK-550での消失は水酸化アルミニウムの層状鉱物であるギブサイト、0.43と

0.33 nmは一次鉱物の石英(二酸化ケイ素)、0.40 nmは一次鉱物のクリストバライト(二酸化ケイ素)、0.32 nmは一次鉱物の長石類(主に斜長石)と考えられる。その他はわずかだが0.73 nmのピークには0.71 nmあたりのピークを包含しているような形状に見受けられること、K-550処理でもわずかにピークが残存することから、2:1型粘土鉱物の層間にMgやFe, Alなどが狭在し2:1:1型となったクロライトの存在が示唆される。また、同じくK-550処理で0.73と0.365 nmのピークがわずかに存在することから、蛇紋岩由来の1:1型粘土鉱物の蛇紋石の存在も示唆される。蛇紋石はカオリナイトと類似した1:1型層状ケイ酸塩構造を持つが、八面体シート内がAlではなく、Mg, Fe, Niなどで充填されているタイプである。また、1.00 nmのピークがややブロードであることと0.31 nmにもピークがあることから、0.93 nmと0.31 nmに回折線ピークをもつ蛇紋岩由来のタルクの存在も示唆される。

以上のように猫又川流域は、スメクタイト、カオリナイト、石英、クリストバライト、雲母様鉱物を主体とし、蛇紋岩由来のクロライト、蛇紋石、タルクをわずかに含んでいた。また、スメクタイトは様々な地質条件で生成される粘土鉱物だが、その生成には一般に排水性が悪くケイ酸や塩基性カチオン類が溶脱しにくい条件が必要となる(南條, 2002; Reid-Soukup and Ulery, 2002)。至仏山に分布する蛇紋岩帯と足尾帯の境界部にはテラス地形が分布していることが報告されており(北爪, 2008; 2009; 2013)。上記の排水性の悪い地形に塩基性カチオン類が滞留する条件も整っていることから、蛇紋岩帯にスメクタイトが広く分布している可能性が考えられる。

これら鉱物は河岸の表層土に含まれていたことから堆積年代は比較的若いはずであり、表層10 cmならば堆積速度1 mm yr^{-1} と見積もっても100年程度となる。堆積後に湿原土壤中で風化生成した成分というよりは、むしろ上流側の山地帯で既に生成された粘土鉱物類が運搬堆積されたもの、それに加えて風成運搬で堆積されたもので構成されていると考える方が妥当だろう。また、猫又川は上流部に花崗岩、蛇紋岩、泥質片岩(クロライト帯)、中生代海成層の泥岩類など多様な地質帯を流下してくることから(図2)、このような多様な粘土鉱物組成を示したと考えられる。

3.5.1.2 川上川

山ノ鼻地区の川上川河岸堆積物の粘土画分からも多種類の粘土鉱物種が検出された(図11(b))。Mg-C処理では、猫又川同様に1.4, 1.00, 0.93, 0.71, 0.73, 0.50, 0.48, 0.40, 0.365, 0.358, 0.33, 0.31 nmに明瞭なピークがあり、

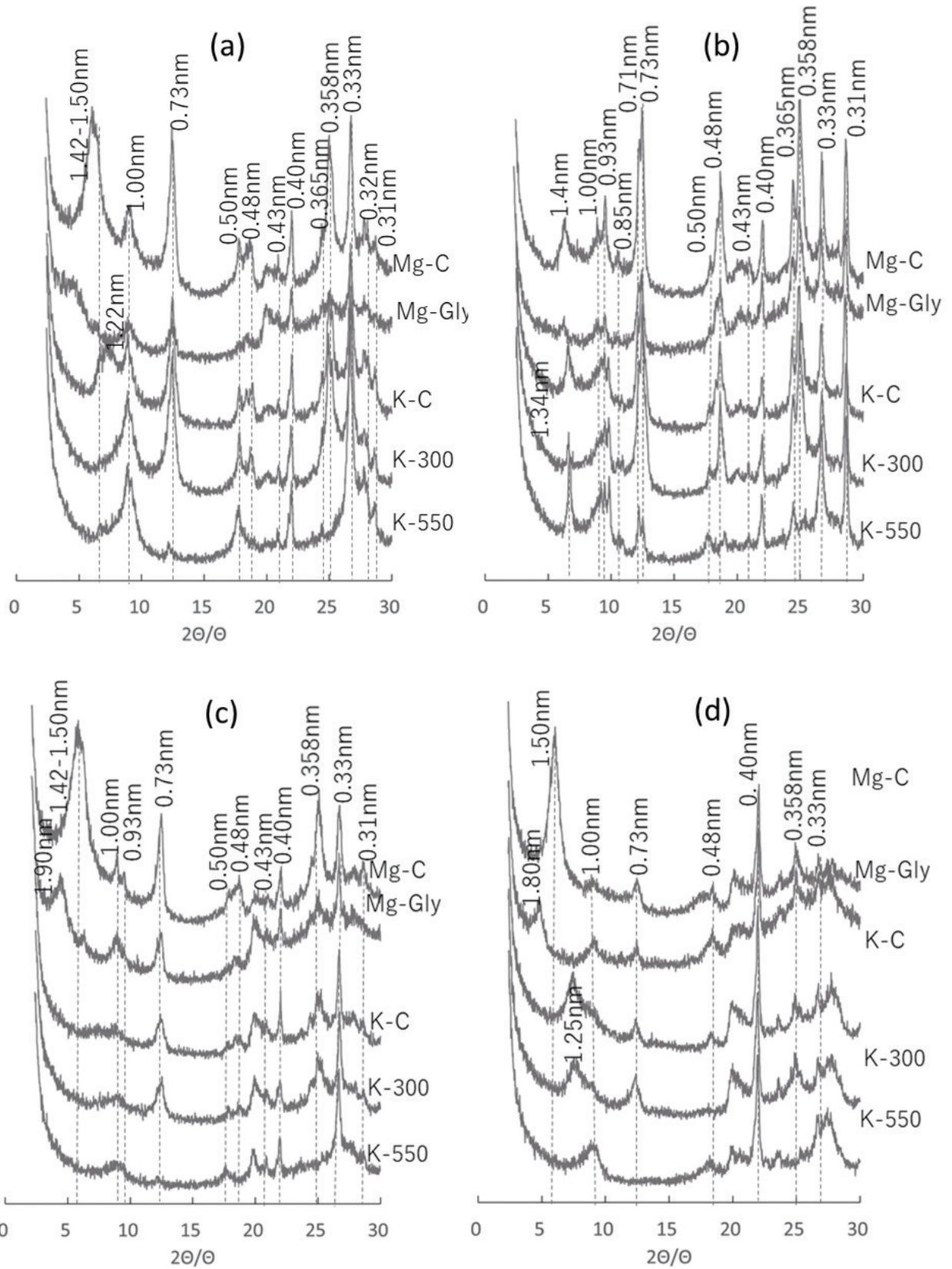


図 11：河岸堆積物表土中の粘土画分 ($< 2 \mu\text{m}</math>) の X 線回折結果。
 (a: 猫又川, b: 川上川, c: ヨッピー川, 下ノ大堀川の合流地点 N1, d: 沼尻川), (Mg-C : Mg-風乾処理, Mg-Gly : Mg-グリセロール処理, K-C : K-風乾処理, K-300 : K-300 °C 処理, K-550 : K-550 °C 加熱処理).$

その他にも小さなピークが存在した。明瞭なものをあげると以下のとおりである。1.4 nm 付近にあったピークは、Mg-Gly 処理によって、より低角側の 1.7 nm 付近のブロードな小さなピークと 1.4 nm 付近のシャープなピークに分離した。1.7 nm に膨潤したピークはスメクタイトによるもの、1.4 nm 付近に残ったものは、K-C、K-300、K-550 処理によっても大きくピーク位置が変動しなかったことと、0.71 nm にもピークが存在したことからクロライトと考えられた。但し、クロライトの K-550 加熱処理では、本来 1.39~1.41 nm 付近にピークシフトするはずだが、本試料では 1.34 nm とより層間が狭くなったことから、クロライトの一部がスメクタイト化またはパーミキュライト化したクロライト／スメクタイト混合層、クロライト／パーミキュライト混合層鉱物と考えられた。その他、1.00 と 0.50 nm のピークは雲母様鉱物、0.93 と 0.31 nm は蛇紋岩からの風化物のタルクと考えられた。0.73 と 0.358 nm のピークは、加熱処理によりピークがかなり小さくなるものの、K-550 の加熱処理でも一部残存することからカオリナイトと蛇紋石、0.48 nm のピークも加熱消失の変化からギブサイト、0.43 と 0.33 nm は石英、0.40 および 0.31 nm はクリストバライトと考えられた。なお、0.85 と 0.31 nm は角閃石のピークの一部と考えられる。

川上川流域は猫又川同様、花崗岩を主体とし、蛇紋岩、泥質片岩（クロライト帯）が分布する。異なる点は右岸側に安山岩・玄武岩質安山岩類が広く分布することである。川上川流域では、クロライトやタルク、蛇紋石など蛇紋岩地帯から流入したと思われる明瞭なピークが特徴的であった（Wang et al., 2009）。実際、北爪（2015）は、川上川支流で至仏山東面のカラ沢上流部には蛇紋岩帯と足尾帯の境界面が崩壊地形となっていることを発見している。また、猫又川に顕著に存在したスメクタイトはわずかであり、むしろクロライトが優位だったが、蛇紋岩由来か右岸に分布する安山岩由来かは定かではない。また、クロライト／スメクタイト混合層の存在から、2:1:1 型鉱物のクロライトが 2:1 型のスメクタイトやパーミキュライトとの混合層を経ながらスメクタイトに風化している様子も示唆された（Islok and Harward, 1982; Lee et al., 2003; Hseu et al., 2007）。

3.5.1.3 ヨッピー川と下ノ大堀川合流点：N1

図 11(c) は中田代調査地点の N1 の表層土 0~10 cm の粘土画分の結果である。N1 はヨッピー川と下ノ大堀川が合流する右岸の低層湿原と抛水林の境界付近であるため、両河川が運搬堆積する成分を検証できる。スメクタイト (1.4 nm および Mg-Gly による 1.9 nm へのシフト)、

カオリナイト (0.73 と 0.358 nm)、石英 (0.43 と 0.33 nm)、クリストバライト (0.40 nm) のピークが顕著な反面、猫又川や川上川に比べるとパーミキュライト、雲母様鉱物 (1.00 と 0.50 nm)、ギブサイト (0.48 nm)、タルク (0.93 と 0.31 nm)、長石類 (0.32 nm) のピークはごくわずかに含まれる程度だった。なお、パーミキュライトの存在は、Mg-C 処理の 1.42~1.50 nm 付近のピークが Mg-Gly 処理でも変化せず、K-C 処理で 1.00 nm 付近にシフトしたことから判断した。本地点は、猫又川と川上川が合流した下流側に位置することから土砂の多くがすでに上流側で沈降してしまい、比較的水分散性の高いスメクタイトやカオリナイトの比率が高くなったと考えられる。加えて南東方向の斜面から合流する下ノ大堀川は源流の多くが湧水由来で土砂供給能が決して大きくないことが（阪口, 1989; 阪口, 相馬, 1999a）、この地点の粘土鉱物の多様性の低下につながったと考えられる。

3.5.1.4 沼尻川

図 11(d) は沼尻川の河岸堆積物中の粘土画分の結果である。本地点は前述の 3 河川に堆積した鉱物組成とはかなり特徴を異にしていた。主な成分はスメクタイトとクリストバライトが顕著だった。これらに比べると他はピークが小さく、1.00 nm の雲母様鉱物 (0.50 nm は不明瞭)、0.73 と 0.35 nm のカオリナイト、0.48 nm のギブサイトが確認できた。0.33 nm は石英、そしてその少し高角側（横軸右方向）の小刻みなピークはカリ長石や斜長石などの長石類と考えられる。沼尻川上流は尾瀬沼につながり、周辺地質は第四紀安山岩類と燧ヶ岳の噴出物が主体であり（産業技術総合研究所地質調査総合研究センター, 2021）、したがって、火成岩や火山碎屑物に由来するクリストバライトが主体を成したものと考えられる。

以上、4 河川沿いの堆積物から推察されることは、猫又川と川上川には至仏山に分布する蛇紋岩由来の成分が顕著に含まれていた。しかし、その組成には異なる部分があり、猫又川からは至仏山上のテラス地形（広尾根）で生成されたと考えられるスメクタイトが顕著に流入し、一方、川上川では崩落地帯から直接蛇紋岩の碎屑物が流下した可能性が考えられた。ヨッピー川沿いの堆積物では、これら両河川が合流した下流部に位置するため、水分散性の高いスメクタイトやカオリナイトを主体とした組成に淘汰されていた。火成岩地帯を流れる沼尻川沿いでは、スメクタイト、クリストバライトが顕著に流入していたが、ここで堆積しているスメクタイトの起源については明らかにはできなかった。高山帯特有の長期の

残雪やこの地域の排水不良な地形条件がスメクタイト生成に寄与した可能性も考えられる。火成岩から生成したクロライトやアルミニウムパーミキュライトからさらに層間のAlの溶脱が進み、スメクタイトが生成した可能性などいくつかの生成過程が考えられるだろう。この点については今後詳細に山地側の土壌分析を行ったうえで考察をあらためたい。

3. 5. 2 山ノ鼻地区の粘土鉱物組成

3. 5. 2. 1 Y1 地点

山ノ鼻地区 Y1 地点の4層位について粘土画分の X 線回折結果を図 12 に示した。本地点は猫又川に近い低層湿原地帯であり、いずれの層位の粘土鉱物組成も猫又川河岸中のものと類似し(図 11(a)), スメクタイト (Mg-C 処理での 1.42~1.50 nm), カオリナイト (0.73 と 0.358 nm), クリストバライト (0.40 nm), 石英 (0.33, 0.43 nm) を主体とし、雲母様鉱物 (1.00 と 0.50 nm), ギブサイト (0.48 nm), クロライト (K-550 処理の 1.39~1.40 nm) をわずかに含むものであった。また、4層位間で顕著な差異は認められず、絶えず同質の河川氾濫粒子が上流から供給されているものと推察された。

3. 5. 2. 2 Y3 地点

Y3 地点は山ノ鼻地区の中央に位置し、低層から中間湿原的特徴を有する場所である。無機成分割合が高い 5~10 cm および 70~75 cm と無機成分割合が比較的 low な 25~30 cm と 40~45 cm の4層位についてシルト以下画分の X 線回折結果を示した(図 13)。強熱減量(図 3)、無機成分割合(図 7)の鉛直分布からも明らかとなり、深さ 70 cm 付近では河川の影響を強く受けて無機成分割合が高く、徐々にその影響が弱まりはじめ、深さ 40 cm 付近をピークに河川の影響はもっとも小さくなっていった。尾瀬ヶ原で広く顕著に認められる石英、クリストバライト、カオリナイト、長石類のほかに、河川の影響を強く受けていた層位ではスメクタイトの存在が顕著に認められた。深さ 25~30 cm は河川の影響が比較的強くスメクタイトの存在が顕著だった。一方、深さ 5~10 cm は河川の影響は中庸であり、わずかにスメクタイトが存在するだけであった。図の掲載は割愛するが、無機成分割合の低い深さ 14~17 cm では、深さ 40~45 cm と同様にスメクタイトを含まない回折線結果を示した。一方、無機成分割合の高い深さ 17~20 cm では顕著なスメクタイトのピークが認められた。このように河川からの土砂流入の影響が強い環境下ではスメクタイトが蓄積しやすいものと思われる。

3. 5. 2. 3 Y4 地点

Y4 地点は山ノ鼻地区でもっとも標高の高い孤立林に位置する。深さ 0~10, 20~25 cm の粘土画分、35~40, 70~75 cm のシルト以下画分について X 線回折結果を示した(図 14)。前2層は無機成分割合が比較的高く河川の影響を受けてきた層位、後2層は強熱減量が非常に高く河川の影響は極めて低く、かつては中間または高層湿原的な特徴を有していた可能性のある層位である。0~10, 20~25 cm では、石英 (0.43 と 0.33 nm), クリストバライト (0.40 nm), カオリナイト (0.73 と 0.358 nm), 長石類 (0.32 nm) を主体として、クロライト (K-550 処理でも消失しない 1.4 nm), 雲母様鉱物 (1.00 と 0.50 nm), タルク (0.93 nm), ギブサイト (0.48 nm) などの存在がわずかに認められた。蛇紋岩由来と考えられるクロライト、タルクが認められた反面、河川影響の強い場所で認められるスメクタイトのピークはなかった。おそらく猫又川や川上川の氾濫堆積の影響よりは、至仏山の東面を構成している蛇紋岩質の斜面から流下する沢が土砂流入源になっていると予想される。

また、強熱減量の鉛直分布図(図 3)からもわかる通り、深さ 35 cm を境に表層に向かって徐々にその値は低くなっているが、深さ 35 cm のあたりを境に何らかの理由により至仏山からの土砂流入の影響が強まったと考えられる。

泥炭質層の 35~40, 70~75 cm では、ほぼ石英 (0.43 と 0.33 nm), クリストバライト (0.40 nm), 長石類 (0.32 nm) のみ、明瞭なピークが認められ、且つ、微細な粘土画分がほとんど存在しないことから、これら堆積成分は風成堆積に由来している可能性が高い。石英などは大陸からの風成塵にも由来しているだろうが(井上, 溝田, 1988; Monger and Kelly, 2002; 成瀬, 2006), おそらく周辺山体表面からの飛来の影響が大きいと考えられる。

3. 5. 3 上田代地区の粘土鉱物組成

3. 5. 3. 1 K1 地点

上田代地区 K1 地点の4層位について、シルト以下画分の X 線回折結果を図 15 に示した。上田代地区は山ノ鼻地区に比べ全域にわたって土砂流入の少ない地域であることは前述した(図 4)。5~10, および 24~27 cm の2層については多様な粘土鉱物種を含む回折結果を示した。すなわち、石英 (0.33 および 0.43 nm), クリストバライト (0.40 nm), 長石 (0.32 nm), カオリナイト (0.73 nm), タルク (0.93, 0.31 nm), ギブサイト (0.48 nm), 蛇紋石 (K-550 処理で残存する 0.73 nm), クロライト (1.4

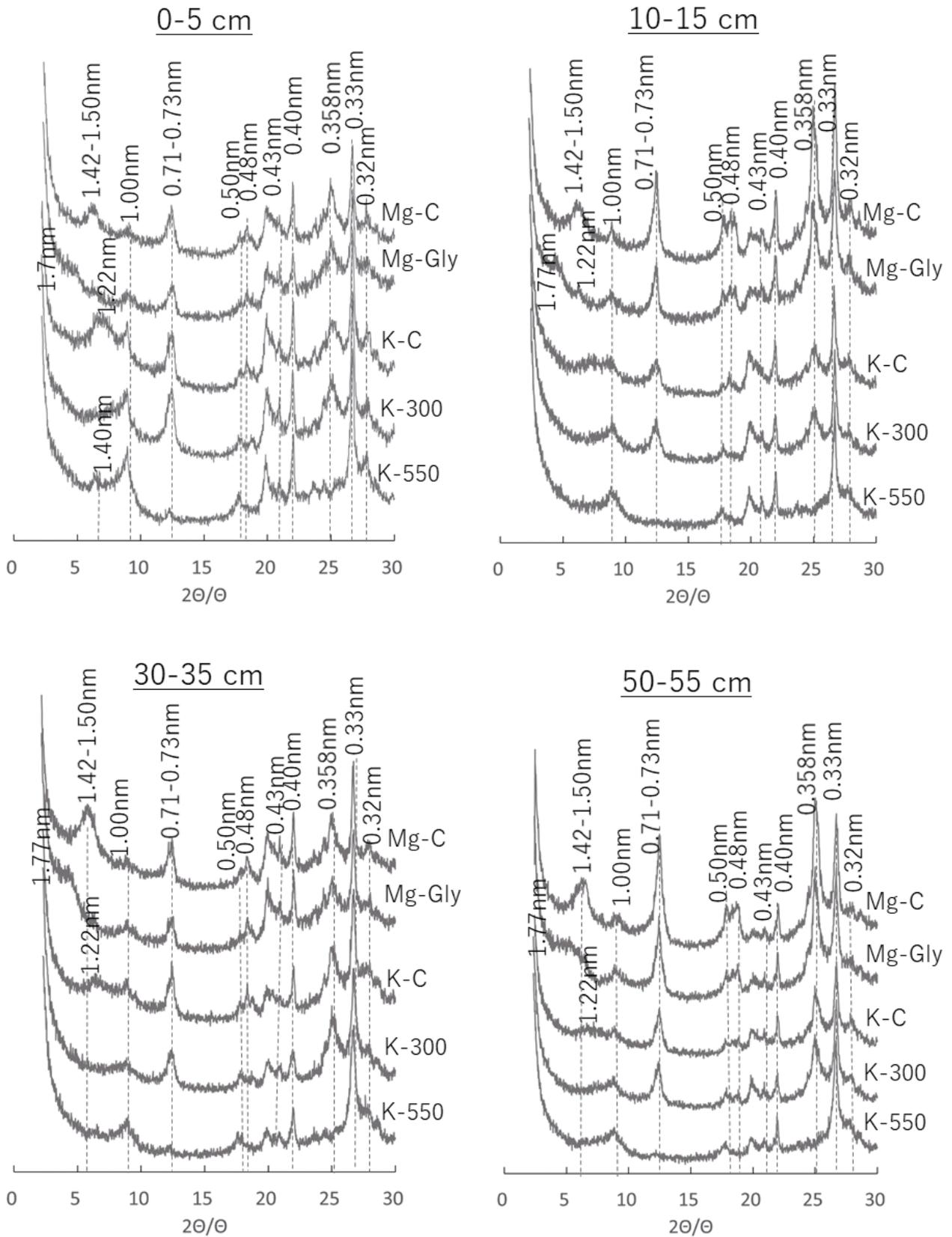


図 12：山ノ鼻地区-Y1 地点の粘土画分 (< 2 μm) の X 線回折結果。

(Mg-C：Mg- 風乾処理, Mg-Gly：Mg-グリセロール処理, K-C：K-風乾処理, K-300：K-300 °C 処理, K-550：K-550 °C 加熱処理)。

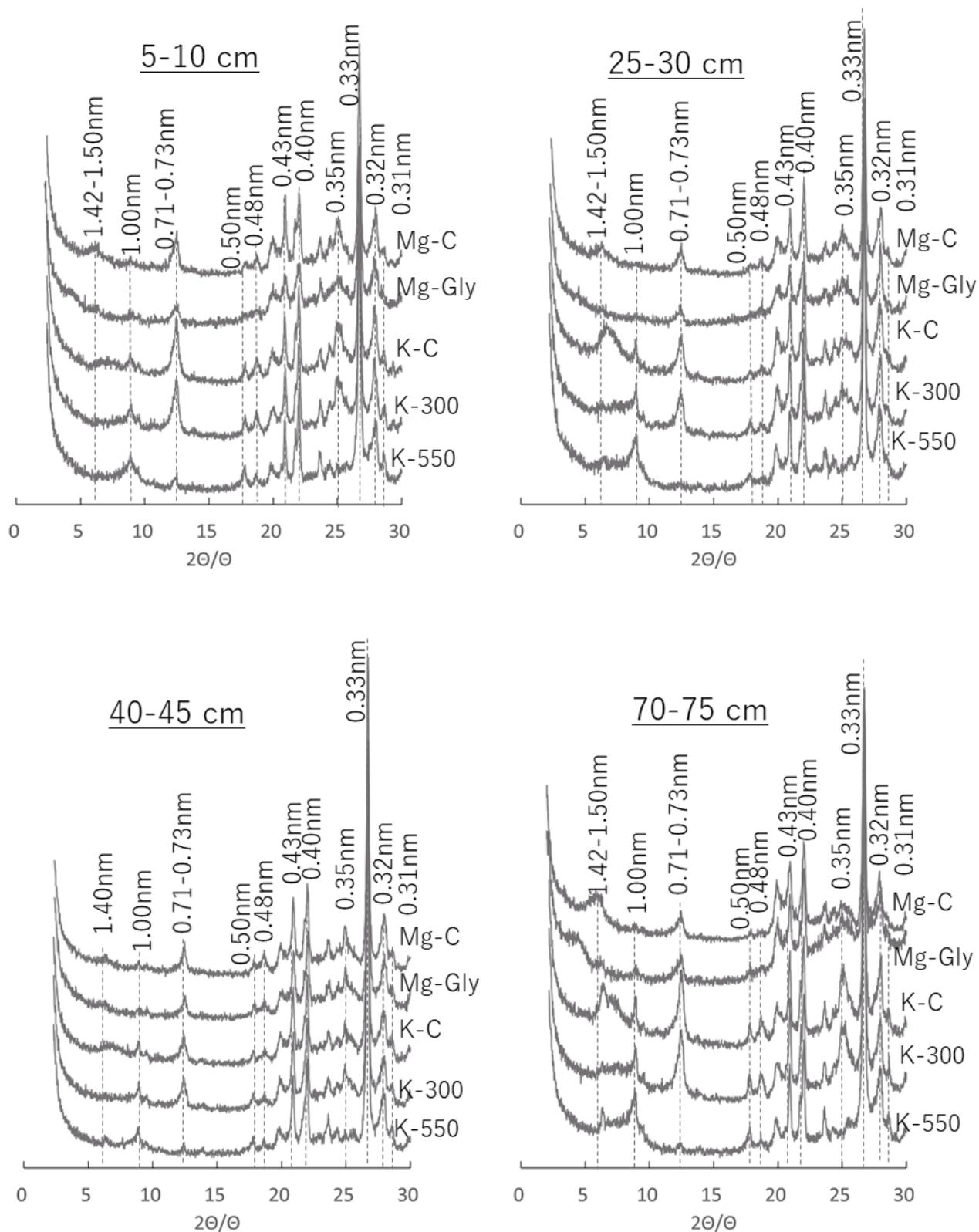


図 13：山ノ鼻地区-Y3 地点のシルト以下画分 (< 20 μm) の X 線回折結果。
 (Mg-C：Mg-風乾処理，Mg-Gly：Mg-グリセロール処理，K-C：K-風乾処理，K-300：K-300 °C 処理，K-550：K-550 °C 加熱処理)。

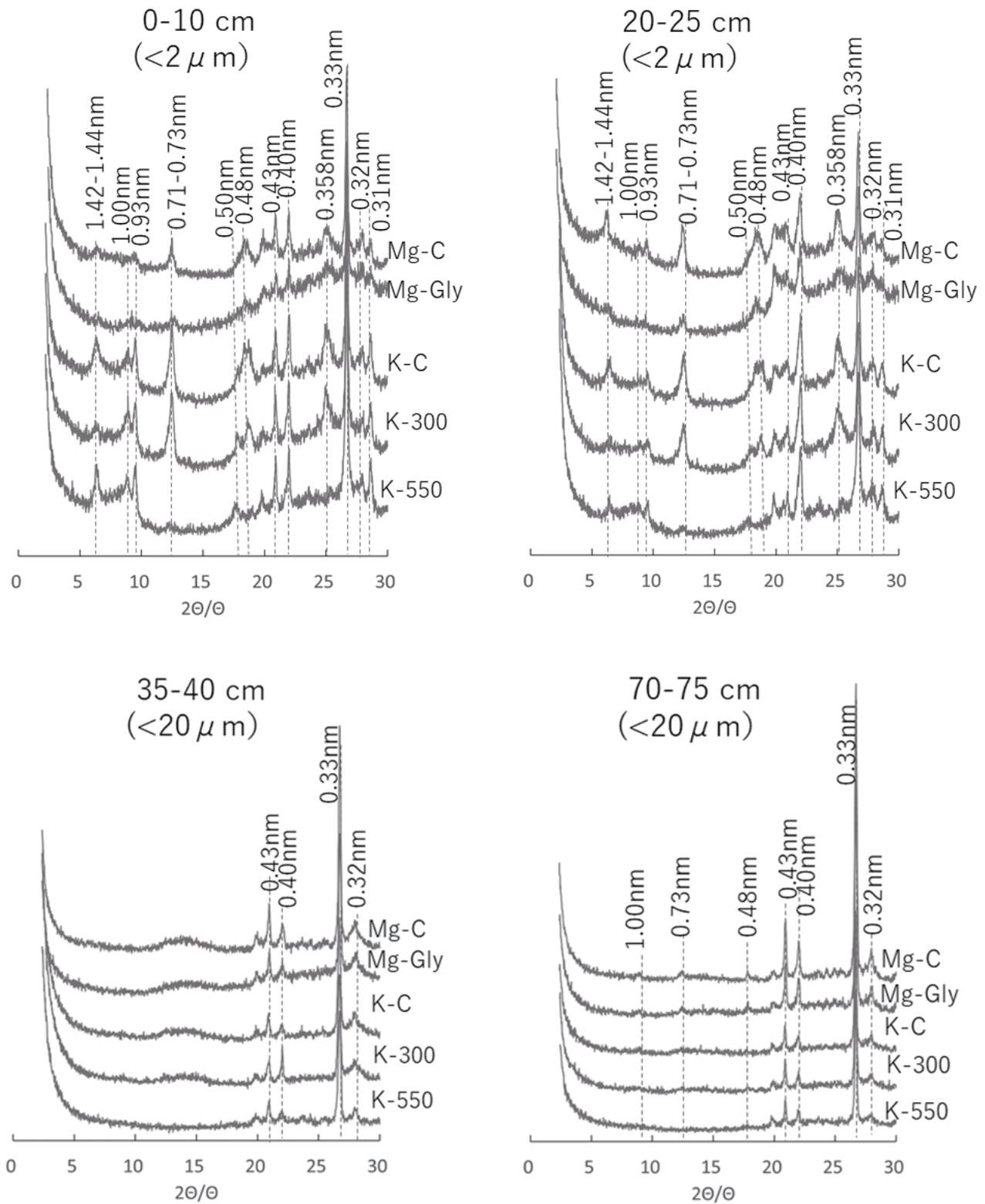


図 14：山ノ鼻地区-Y4 地点の粘土面分 ($< 2 \mu\text{m}$) およびシルト以下面分 ($< 20 \mu\text{m}$) の X 線回折結果。

(Mg-C：Mg-風乾処理, Mg-Gly：Mg-グリセロール処理, K-C：K-風乾処理, K-300：K-300℃処理, K-550：K-550℃加熱処理)。

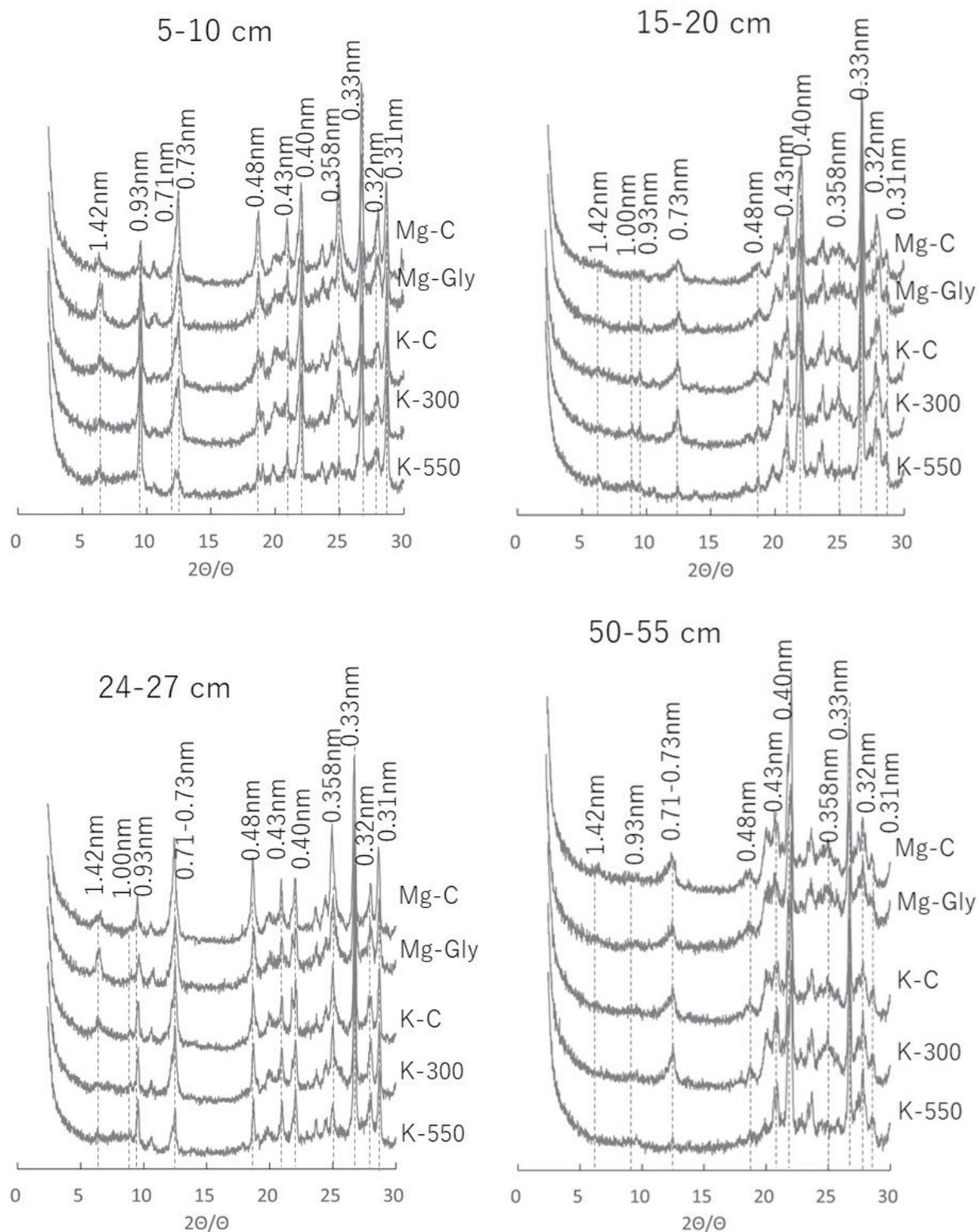


図 15：上田代地区-K1 地点のシルト以下画分 (< 20 μ m) の X 線回折結果.

(Mg-C：Mg-風乾処理，Mg-Gly：Mg-グリセロール処理，K-C：K-風乾処理，K-300：K-300 °C 処理，K-550：K-550 °C 加熱処理).

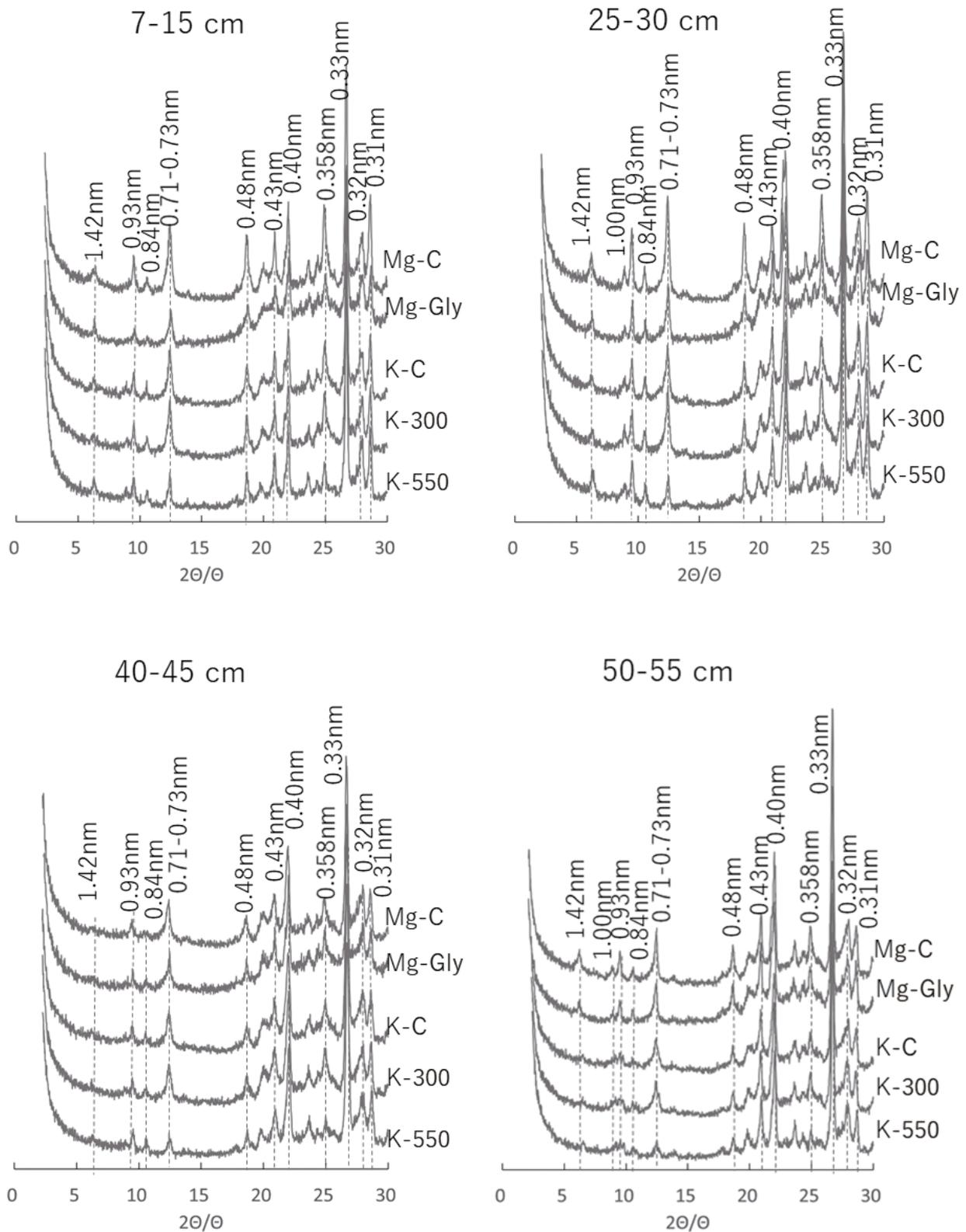


図 16：上田代地区-K3 地点のシルト以下画分 ($< 20 \mu\text{m}$) の X 線回折結果。

(Mg-C：Mg-風乾処理，Mg-Gly：Mg-グリセロール処理，K-C：K-風乾処理，K-300：K-300℃処理，K-550：K-550℃加熱処理)。

nm), 角閃石 (0.85, 0.31 nm) が顕著に検出された。また、蛇紋岩由来の成分が顕著に含まれること、猫又川河岸に顕著だったスメクタイトがほとんど存在しないことから、猫又川や南東斜面から流入する上ノ大堀川よりも、むしろ川上川を通じて運搬される粒子がより多く堆積しているものと考えられた。

一方、15~20 cm, 50~55 cm のように強熱減量が高く (図 3), 無機成分割合が低い層位では (図 8), 低角側 ($2\theta/\theta$ が $2\sim 20^\circ$) で認められる粘土鉱物類が非常に少なかった。その理由として、山ノ鼻地区の結果でも示した通り、河川氾濫の影響が少ない立地では、粘土鉱物の運搬堆積量が少なく、風成堆積由来と思われる成分 (主にシルト画分の石英, カオリナイト, クリストバライト, 長石類) が主体となるためと考えられる。

3. 5. 3. 2 K3 地点

高層および中間湿原が複合的に混じる K3 地点のシルト以下画分の X 線回折結果を図 16 に示した。植生は中間~高層湿原の特徴を有し、K1 地点よりは土砂流入量が少ないと思われるが、K3 地点も川上川とヨッピー川、上ノ大堀川、広窪沢など多数の水路に囲まれ河川からの影響を受けやすい立地条件にある。K3 地点も K1 地点同様、石英, カオリナイト, クリストバライト, 長石類を主体とし、タルク, クロライト, 角閃石, 蛇紋石など蛇紋岩を起源とする成分が比較的明瞭に認められた。したがって、この地点も川上川を通じて運搬される微細な粘土鉱物が堆積物の主体を成していると考えられる。なお、測定した 4 層位間の顕著な違いは認められなかった。

粒径組成の項 (3.4.) でも述べたとおり、上田代地区は尾瀬ヶ原の中でも広範囲に洪水が起きることが報告されており (福原ほか, 2022; 野原ほか, 2021, 2022), 河川由来の氾濫堆積物が蓄積しやすい条件にある (阪口, 相馬, 1999b)。しかし、粒径組成分析から粒径の大半は $20\mu\text{m}$ 以下の微細な粒子が主体だった。更に、粘土鉱物組成分析の結果からその粒子の主な起源は川上川がもたらす蛇紋岩由来の成分であることも示唆された。なお、測定した 4 層位間で粘土鉱物組成に顕著な違いが見られなかったことから、K3 地点は絶えず川上川からの氾濫堆積の影響、特に微細な粘土粒子の影響を受け続けているものと考えられる。

4. まとめ

尾瀬ヶ原湿原に流入・蓄積した無機成分の性状を明らかにするため、山ノ鼻, 上田代, 中田代および主要河川の河岸において土壌・泥炭コアを採取して、強熱減量, 遊

離鉄含量, 全リン酸含量, 粒径組成, 粘土鉱物組成を深度別に調査, 分析した。

1. 強熱減量は、表層付近では低層湿原や抛水林で低く、中間湿原や高層湿原、孤立林で高くなる傾向があった。しかし、深層では過去の河川流路や河川氾濫、火山噴出物の降下などの影響を受け、その値は大きく変動する地点が多かった。
2. 遊離鉄含量は、表層付近で高い集積傾向を示した。また、低層湿原で高くなる傾向があることから、河川による運搬粒子がその起源になっていると考えられた。
3. 全リン酸含量は、深度との明瞭な関係性はなく、強熱減量の増加に対し放物線を描くような増減パターンを示し、湿原土壌中のリン酸の蓄積には河川からの距離と植物バイオマスによる吸収と蓄積が強く寄与していると考えられた。
4. 地区によらず、過去の河川氾濫の影響を強く受けている層位は粗粒な画分割合が大きかった。また、上田代地区は河川氾濫の頻度は高いものの、土砂流入量、特に粗粒な粒子の流入量は多くはなかった。
5. 細粒画分の X 線回折分析の結果から、猫又川と川上川の河岸および山ノ鼻地区では、上流の至仏山に分布する蛇紋岩由来の鉱物成分が顕著に検出された。一方、石英, クリストバライト, 長石などの一次鉱物類は、地区によらず堆積しており、風成堆積の影響が強いと考えられた。

謝辞

本調査は第 4 次尾瀬総合学術調査の一環として実施されたものである。調査に際し、環境省尾瀬管理官事務所、文化庁、林野庁、東京電力の関係各署より許可をいただいた。また、尾瀬山の鼻ビジターセンター、尾瀬保護財団、東京パワーテクノロジー株式会社の関係各者からは現地調査にてご協力いただいた。とりわけ泥炭コア試料の採取では至仏山荘の志齋益男氏より多大なご協力を賜った。ここに謝意を表する。

引用文献

- Akagi, T., K. Minomo, N. Kasuya, T. Nakamura (2004) Variation in carbon isotopes of bog peat in the Ozegahara peatland, Japan. *Geochemical Journal*, **38**, 299-306.
- 新井房夫 (1962) 関東盆地北西部地域の第四紀編年。群馬大学紀要自然科学編, **6**, 1-79.
- 新井房夫 (1979) 関東地方北西部の縄文時代以降の指標

- テフラ層. 考古学ジャーナル, **157**, 41-52.
- 新井房夫 (1980) 尾瀬ヶ原盆地堆積物中のテフラ. 文部科学研究費総合研究 (A)「尾瀬ヶ原および周辺地域の総合的調査研究」成果報告書, 18-26.
- Bronk Ramsey, C. (2009) Bayesian analysis of radiocarbon dates, *Radiocarbon*, **51**(1), 337-360.
- 土壤環境分析法編集委員会 (1997a) 第V章土壤化学 15. 選択溶解法による可溶性鉄・アルミニウム・ケイ素. 土壤環境分析法, (土壤環境分析法編集委員会編): 288-297, 博友社, 東京.
- 土壤環境分析法編集委員会 (1997b) 第II章土壤物理 2. 粒径組成 (ピペット法), 土壤環境分析法, (土壤環境分析法編集委員会): 24-29, 博友社, 東京.
- 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) 尾瀬ヶ原池の底質に対する洪水の影響. 低温科学, **80**, 25-42.
- 早田 勉 (1989) 6世紀における榛名火山の2回の噴火とその災害. 第四紀研究, **27**, 297-312.
- Hseu, Z. Y., H. Tsai, H. C. Hsi, Y. C. Chen (2007) Weathering sequences of clay minerals in soils along a serpentinitic toposequence. *Clays and Clay Minerals*, **55**(4), 389-401.
- 井上克弘, 溝田智俊 (1988) 黒ボク土および石灰岩・玄武岩台地上の赤黄色土の2:1型鉱物と微細石英の風成塵起源. 粘土科学, **28**, 30-47.
- Istok, J. D. and M. E. Harward (1982) Influence soil moisture on smectite formation in soils derived from serpentine. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **46**, 1106-1108.
- 北爪智啓 (2008) 至仏山東面の地形・地質学的調査 (第4報). 尾瀬の自然保護, **31**, 71-73
- 北爪智啓 (2009) 至仏山東面の地形・地質学的調査 (第5報). 尾瀬の自然保護, **32**, 93-94
- 北爪智啓 (2013) 至仏山東面の地形・地質学的調査 (第8報). 尾瀬の自然保護, **35**, 69-71
- 北爪智啓 (2015) 至仏山東面の地形・地質学的調査 (第10報). 尾瀬の自然保護, **37**, 59-60
- Lee, B. D., S. K. Sears, R. C. Graham, C. Amrhein, H. Vail (2003) Secondary mineral genesis from chlorite and serpentine in an ultramafic soil toposequence. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **67**, 1309-1317
- 松井 健, 桑野幸夫, 桑野恵子, 宮沢数生 (1954) 尾瀬ヶ原の湿原堆積物. 尾瀬ヶ原, (尾瀬ヶ原総合学術調査団編): 78-108, 日本学術振興会, 東京.
- 蓑毛康太郎, 赤木 右, 米村祥央, 楊 宗興, 鶴田治雄, 中村俊夫 (1999) 尾瀬ヶ原泥炭の炭素同位体比の鉛直比較. 尾瀬の総合研究, (尾瀬総合学術調査団編): 186-190, 尾瀬総合学術調査団, 前橋.
- 宮脇 昭, 藤原一繪 (1970) 尾瀬ヶ原の植生. 国立公園協会, 東京.
- Monger, H. C. and E. Kelly (2002) Chapter 20 Silica Minerals. In: Dixon, J. B. and D. G. Schulze (eds) *Soil Mineralogy with Environmental Applications*: 611-636, SSSA Book Series No.7, WI.
- 中村 純 (1951) 尾瀬ヶ原湿原の花粉分析 (1) 上田代湿原. 植物生態学会報, **1**, 36-39.
- 成瀬敏郎 (2006) 風成塵とレス. 朝倉書店, 東京.
- 南條正巳 (2002) 土壤中の粘土鉱物. 粘土基礎講座 I. 粘土科学, **41**(4), 202-209
- 日本第四紀学会編 (1993) 2.2 粘土鉱物の同定, 第四紀試料分析法 2 研究対象別分析法: 58-70, 東京大学出版, 東京.
- 農研機構日本土壌インベントリー (2021) <https://soil-inventory.dc.affrc.go.jp/>
- 野原精一, 村田智吉, 藤原英史, 福原晴夫, 荻原富司, 千賀有希子 (2022) 尾瀬ヶ原における河川と池塘の水文地形学. 低温科学, **80**, 95-122.
- 野原精一, 村田智吉, 藤原英史, 福原晴夫, 千賀有希子 (2021) 尾瀬ヶ原における湿原地形と河川・池塘環境の変遷. 陸水学雑誌, **82**, 151-169.
- O'Halloran, I. P. (1993) Total and organic phosphorus. In: M.R. Carter (ed) *Soil sampling and methods of analysis*: 213-229. Lewis Publishers, Boca Raton.
- Reid-Soukup, D. A. and A. L. Ulery (2002) Chapter 15 Smectites. In: Dixon, J.B., Schulze, D.G. (eds) *Soil Mineralogy with Environmental Applications*: 467-499. SSSA Book Series No.7, WI.
- Reimer, P. J. and 41 others (2020) The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0-55 cal kBP), *Radiocarbon*, **62**(4), 725-757.
- Sakaguchi, Y. (1976) Characteristics of Ozegahara deposits and climatic changes since lateglacial in central Japan. *Bull. Dept. Geogr.*, Univ. Tokyo, **8**, 1-24.
- Sakaguchi, Y. (1978) Climatic changes in central Japan since 38,400 yBP - Viewed from palynological study on Ozegahara deposits. *Bull. Dept. Geogr.*, Univ. Tokyo, **10**, 1-10.
- 阪口 豊 (1989) 尾瀬ヶ原の自然史, 中公新書, 東京.
- 阪口 豊, 相馬秀廣 (1999a) 尾瀬ヶ原の地学的諸問題. 尾瀬の総合研究, (尾瀬総合学術調査団編): 85-106. 尾瀬総合学術調査団, 前橋.
- 阪口 豊, 相馬秀廣 (1999b) 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.
- 阪口 豊, 相馬秀廣, 岡田俊子 (1999) 至仏山・尾瀬ヶ原の表土に含まれる花粉の組成. 尾瀬の総合研究, (尾瀬総合学術調査団編): 5-12. 尾瀬総合学術調査団, 前橋.
- Sakanoue, M., K. Komura (1982) Depth profiles of ^{210}Pb , ^{137}Cs and $^{239,240}\text{Pu}$ in Ozegahara core samples. In: Hara, H. et al, (eds.), *Ozegahara: Scientific Researches of the Highmoor in Central Japan*: 109-117. Japan Society for Promotion of Science, Tokyo.
- 産業技術総合研究所地質調査総合研究センター (2021) 地質図表示システム地質図 Navi., シームレス地質図. <https://gbank.gsj.jp/geonavi/>

- Shima, M. (1956) On the geochemical study of carbon 14. I. The Ozegahara peat. *Bull. Chemical Soc. Jp.*, **29**, 443-447.
- 下司信夫, 大石雅之 (2011) 榛名火山の後期更新世及び完新世噴出物から得られた炭素 14 年代. 地質調査研究報告, **62**, 177-183.
- 多田文男, 井関弘太郎, 松井 健, 奥山好男, 後藤孝之 (1954) 尾瀬ヶ原のハンドボーリングの結果について. 尾瀬ヶ原, (尾瀬ヶ原総合学術調査団編): 41-44, 日本学術振興会, 東京.
- 田中治夫, 村田智吉 (2018) 土壌環境調査・分析法入門. 講談社, 東京
- 谷 昌幸, 近藤鍊三, 筒木 潔 (2001a) 泥炭土における鉄の形態および分解度指標との関係. 日本土壤肥科学雑誌, **72**(2), 180-188.
- 谷 昌幸, 近藤鍊三, 筒木 潔 (2001b) 泥炭地水中の溶存有機物と溶存鉄との相互作用. 日本土壤肥科学雑誌, **72**(3), 348-356.
- 鶴田治雄, 米村祥央, 蓑毛康太郎, 楊 宗興, 赤木 右, 和田幸絵, 犬伏和之, Abdul, Hadi, 杉井穂高, 木平英一 (1999) 尾瀬ヶ原におけるメタン発生. 尾瀬の総合研究, (尾瀬総合学術調査団編): 192-216, 尾瀬総合学術調査団, 前橋.
- 和田光史 (1966) 粘土鉱物の同定および定量法. 日本土壤肥科学雑誌, **37**, 9-17.
- 和田幸絵, A. Hadi, 杉井穂高, 犬伏和之 (1999) 尾瀬湿原の泥炭土壌の微生物性, 特にメタンの生成, 酸化能力. 尾瀬の総合研究, (尾瀬総合学術調査団編): 218-229, 尾瀬総合学術調査団, 前橋.
- Wang, X., Z. Zeng, and J. Chen (2009) Serpentinization of peridotites from the southern Mariana forearc. *Prog. Nt. Sci.*, **19**, 1287-1295.
- 山県 登, 山県穎子 (1956a) 尾瀬ヶ原泥炭断面の分析 (第 1 報) 物理的性質. 日本土壤肥科学雑誌, **26**(9), 365-370.
- 山県 登, 山県穎子 (1956b) 尾瀬ヶ原泥炭断面の分析 (第 2 報) 有機化学組成. 日本土壤肥科学雑誌, **27**(3), 115-118.