Acta Universitatis Lodziensis

FOLIA GEOGRAPHICA PHYSICA

23
2024

pod redakcją
Wojciecha Tołoczko
Zbigniewa Rdzanego

WYDAWNICTWO
UNIWERSYTETU
ŁÓDZKIEGO

COPE
Member since 2021
JM15101

Acta Universitatis Lodziensis

FOLIA GEOGRAPHICA PHYSICA

23
2024

WYDAWNICTWO
UNIWERSYTETU
ŁÓDZKIEGO

Acta Universitatis Lodziensis

FOLIA GEOGRAPHICA PHYSICA

23
2024

pod redakcją
Wojciecha Tołoczko
Zbigniewa Rdzanego

WYDAWNICTWO
UNIWERSYTETU
ŁÓDZKIEGO

COPE
Member since 2021
JM15101

ŁÓDŹ 2024

REDAKCJA
ACTA UNIVERSITATIS LODZIENSIS. FOLIA GEOGRAPHICA PHYSICA

Wojciech Tołoczko (redaktor naczelny), *Jan Degirmendžić* (redaktor statystyczny)
Agata Walczak-Niewiadomska (redaktor językowy), *Anna Majchrowska* (redaktor tematyczny – geografia fizyczna, geoekologia)
Aleksander Szmidt (redaktor tematyczny – GIS, kartografia cyfrowa), *Marta Rudna* (sekretarz redakcji)

RADA REDAKCYJNA

Paweł Jokiel (Uniwersytet Łódzki), *Tomasz Kalicki* (Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach)
Polina Lemenkova (Université Libre de Bruxelles, École polytechnique de Bruxelles)
Adam Łajczak (Uniwersytet Komisji Edukacji Narodowej w Krakowie), *Ján Novotný* (Słowacka Akademia Nauk, Bratysława)
Eva Pauditšová (Uniwersytet Komeńskiego w Bratysławie), *Zbigniew Rdzany* (Uniwersytet Łódzki)
Mariusz Szubert (Uniwersytet Komisji Edukacji Narodowej w Krakowie)

RECENZENCI

Anna Cedro (Uniwersytet Szczeciński), *Jan Degirmendžić* (Uniwersytet Łódzki), *Jacek Forysiak* (Uniwersytet Łódzki)
Małgorzata Frydrych (Uniwersytet Łódzki), *Maria Górska-Zabielska* (Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach)
Malwina Kozek-Połomska (Uniwersytet Łódzki), *Daniel Okupny* (Uniwersytet Szczeciński), *Wiktor Piech* (Uniwersytet Łódzki)
Piotr Piotrowski (Uniwersytet Łódzki), *Wojciech Tołoczko* (Uniwersytet Łódzki), *Robert Twardosz* (Uniwersytet Jagielloński w Krakowie)
Lucyna Wachecka-Kotkowska (Uniwersytet Łódzki)

REDAKTOR INICJUJĄCY

Sylwia Mosińska

KOREKTA I SKŁAD KOMPUTEROWY

Aleksandra Retkiewicz

KOREKTA TECHNICZNA

Elżbieta Rzymkowska

PROJEKT OKŁADKI

efectoro.pl agencja komunikacji marketingowej

Opublikowano gotowe materiały dostarczone do Wydawnictwa UŁ
przez Wydział Nauk Geograficznych

ISSN 1427-9711

e-ISSN 2353-6063

© Copyright by Authors, Łódź 2024
© Copyright for this edition by Uniwersytet Łódzki, Łódź 2024

Redakcja Acta Universitatis Lodziensis. Folia Geographica Physica
90-139 Łódź, ul. Narutowicza 88
tel. (+48 42) 665 59 35
http://foliagp.geo.uni.lodz.pl/
e-mail: geogrfiz@geo.uni.lodz.pl

Wydane przez Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego
Wydanie I.W. 11348.24.0.Z

Ark. druk. 11

Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego
90-237 Łódź, ul. Jana Matejki 34A
www.wydawnictwo.uni.lodz.pl
e-mail: ksiegarnia@uni.lodz.pl
tel. 42 635 55 77

ARTYKUŁY

ARTICLES

ACTA UNIVERSITATIS LODZIENSIS
Folia Geographica Physica 23, 2024: 7–18, https://doi.org/10.18778/1427-9711.23.01
KATEDRA GEOGRAFII FIZYCZNEJ
Uniwersytet Łódzki

Paweł Przepióra[1] • Tomasz Kalicki[1] • Łukasz Podrzycki[2] • Karol Zubek[3]

[1] *Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach, Instytut Geografii i Nauk o Środowisku, Zakład Geomorfologii i Geoarcheologii*
[2] *Naukowiec niezrzeszony*
[3] *Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach, Instytut Biologii, Centrum Badań i Ochrony Różnorodności Biologicznej*
E-mail: *pawelprzepiora1988@gmail.com; tomaszkalicki@ymail.com; lukasz88.kielce@gmail.com; karol.zubek@ujk.edu.pl*

COPE Member since 2021 JM15101

Zapis aktywności dymarskiej w aluwiach środkowej Czarnej Nidy (woj. świętokrzyskie) – studium przypadku

Record of bloomeries activity in the alluvium of the central Czarna Nida River (Świętokrzyskie Voivodeship) – case study

Zarys treści Czarna Nida jest meandrującą rzeką trzeciego rzędu płynącą przez centralną część Wyżyny Kieleckiej. Jej zlewnia obejmuje fragment paleozoicznego trzonu Gór Świętokrzyskich i południowo-zachodnią część ich permsko-mezozoicznego obrzeżenia. Celem artykułu było rozpoznanie i interpretacja śladów aktywności metalurgicznej nadnidziańskiego regionu dymarkowego z okresu rzymskiego w aluwiach środkowego odcinka tej rzeki w przekroju poprzecznym Łaziska–Ostrów. Użyto metodę separacji magnetycznych sferulek (*MSS – Magnetic Spherule Separation*), stosowaną od niedawna na rzekach świętokrzyskich, gdzie rozwijała się różnowiekowa działalność metalurgiczna. W aluwiach równiny zalewowej Czarnej Nidy występują tylko nieliczne ślady działalności hutniczej. Mikrosferulki wykryto w wypełnieniach starorzeczy z okresu rzymskiego oraz aluwiach współczesnych, natomiast mikrożużle tylko w wypełnieniach starorzeczy średniowiecznych. Niewielka liczba mikroartefaktów w osadach związana jest najpewniej z okresową lub epizodyczną w długim okresie aktywnością prehistorycznego hutnictwa lub małą skalą produkcji. Ich występowanie w młodszych osadach jest efektem późniejszej redepozycji.

Słowa kluczowe Aluwia, dymarki, mikrożużle, separacja magnetycznych sferulek, Czarna Nida.

Abstract Czarna Nida is a meandering third-order river flowing through the central part of the Kielce Upland. The catchment area includes a fragment of the Paleozoic core of the Holy Cross Mountains and the southwestern part of their Permian-Mesozoic margin. The aim of the article was to identify and interpret traces of metallurgical activity in the Nida bloomery center region from the Roman period in the alluvium of the middle section of this river in the Łaziska–Ostrów cross-section. The Magnetic Spherule Separation method (MSS) was done, which has recently been used on the other Holy Cross Mountains rivers, where different ages metallurgical activity has been developing. There are only a few traces of metallurgical activity in the alluvium of the Czarna Nida floodplain. Microspherules were detected in the fillings of oxbow lakes from the Roman period and in contemporary alluvium. Otherwise, in the fillings of medieval oxbow lakes a microslags was found. The small number of microartefacts in the sediments is most likely related to periodic or episodic activity of prehistoric metallurgy over a long period of time or small scale of production. Their occurrence in younger sediments is the result of later redeposition.

Keywords Alluvia, bloomeries, microslags, Magnetic Spherule Separation, Czarna Nida River.

1. Wprowadzenie

Wpływ czynnika antropogenicznego na przekształcenia środowiska geograficznego dolin rzecznych z uwzględnieniem zmian w formach i osadach był tematem podejmowanym w wielu pracach, zarówno w Polsce (m.in. Klatka 1958; Klimek 1988, 1996, 2003; Dobrzańska, Kalicki 2003; Klimek i in. 2003; Ciszewski 2006; Kalicki 2006; Michno 2013; Fajer 2018; Kalicki i in. 2019b, 2024b; Przepióra 2021; Korczyńska-Cappenberg i in. 2023), jak i na świecie (m.in. Pastre i in. 1991; Litt 1992; Macklin i in. 1992; Mäckel, Zollinger 1995; Herget 1998; Marchetti 2002; Houben i in. 2009; De Milleville i in. 2023). Niejednokrotnie zagadnienia te dotyczyły wpływu historycznej działalności przemysłowej, np. hutniczej w Górnośląskim Okręgu Przemysłowym, na środowisko przyrodnicze (Ciszewski i in. 2017; Ciszewski, Aleksander-Kwaterczak 2020; Faměra i in. 2021) i zachodniej Europie (m.in. Houbrechts i in. 2003, 2020; Houbrechts, Petit 2006; Houbrechts 2007). Na terenie środkowej Europy tematyką historycznego przemysłu metalurgicznego zajmowano się m.in. w Czechach (Hrubý i in. 2021), a także w Polsce (m.in. Klimek, Zawilińska 1985; Rutkiewicz i in. 2019; Kalicki i in. 2019a, b, 2020, 2023; Przepióra 2021; Przepióra i in. 2022). Metalurgia intensywnie rozwijała się od średniowiecza aż do końca XIX w. na obszarze m.in. Staropol-

Original article; Received: 18.07.2024; Revised: 9.09.2024; Accepted: 16.09.2024
© by the author, licensee University of Lodz – Lodz University Press, Lodz, Poland. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution license CC BY-NC-ND 4.0 (https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/)

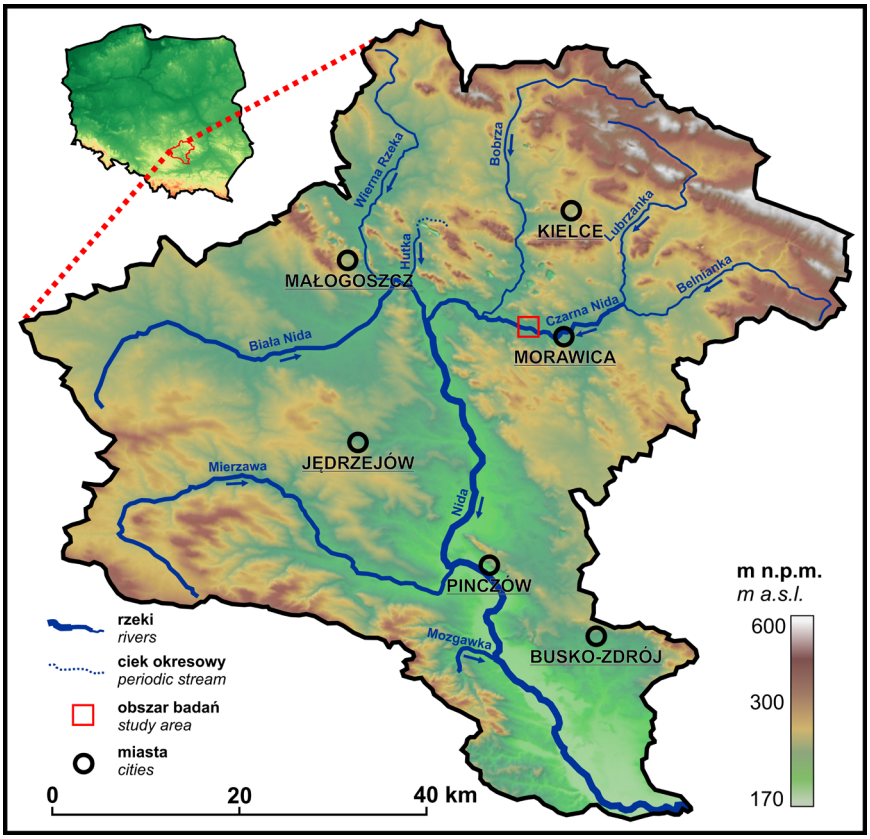
skiego Okręgu Przemysłowego (Radwan 1963; Zieliński 1965; Bielenin 1992). Na terenie Polski działalność metalurgiczna sięgała jeszcze czasów prehistorycznych. Pozostałości najstarszego przemysłu hutniczego (kloce żużli dymarskich) na obszarze kraju odkryto m.in. na Wyżynie Kieleckiej (Orzechowski 2007, 2013; Janiec, Kardyś 2021), a w ostatnich latach znajdowano również ślady dymarstwa w mniejszych eksklawach oddalonych na północ i południowy zachód od głównego ośrodka piecowego.

Doskonałym przykładem takiej eksklawy jest nadnidziański ośrodek dymarski kultury przeworskiej, który zlokalizowany był głównie w dolinie Czarnej Nidy (Przychodni 2002, 2006). Dotychczasowe wyniki badań paleogeograficznych umożliwiły częściową rekonstrukcję ewolucji doliny Czarnej Nidy w późnym glacjale i holocenie (Krupa 2013, 2015), ze szczególnym uwzględnieniem okresu funkcjonowania tej eksklawy. Na przełomie subboreału i subatlantyku rozpoczęła się faza erozji Czarnej Nidy, która swoje maksimum osiągnęła około 2500 BP. Rozwój nadnidziańskiego regionu dymarek w dolnych biegach i międzyrzeczu Białej Nidy i Czarnej Nidy przyczynił się do stosunkowo intensywnego przekształcenia środowiska w tej części dorzecza. Spowodowało to intensyfikację procesów fluwialnych, lateralną migrację koryt (czarne dęby w aluwiach) i formowanie nowych serii (włożeń) aluwiów z pozostałościami po hutnictwie i obróbce żelaza (żużle dymarskie), a odlesienie związane z produkcją węgla drzewnego wykorzystywanego w procesie wytopu powodowało uruchamianie procesów eolicznych i tworzenie gleb kopalnych (Krupa 2013, 2015).

Wprowadzone kilka lat temu na wybranych rzekach regionu świętokrzyskiego nowe metody badawcze, m.in. wykrywanie żelaznych mikroartefaktów, umożliwiły rozpoznanie zmian w osadach spowodowanych dawną aktywnością metalurgiczną, zarówno pradziejową (Kalicki i in. 2021, 2023; Przepióra, Kalicki 2024), jak i historyczną (Przepióra 2021; Przepióra i in. 2022; Kalicki i in. 2023). Wykrycie mikroskopijnych artefaktów związanych z prehistoryczną aktywnością dymarską w dorzeczu Nidy (Przepióra i in. 2023; Kalicki i in. 2024ab) otwiera nowe możliwości interpretacyjne w przemianach poszczególnych komponentów środowiska przyrodniczego i umożliwia weryfikację dotychczasowych wyników.

2. Lokalizacja i charakterystyka fizycznogeograficzna obszaru

Czarna Nida jest meandrującą rzeką trzeciego rzędu, która swoje źródła ma na południowych stokach głównego Pasma Łysogórskiego i po połączeniu z Białą Nidą daje początek Nidzie (rys. 1). Rzeka ma długość 63,8 km, a jej zlewnia powierzchnię 1 224,1 km^2 (Rzepa 1992). Badany odcinek Czarnej Nidy znajduje się w granicach makroregionu Wyżyny Kieleckiej (342.3), mezoregionu Gór Świętokrzyskich (342.34-35) (Kondracki 1977; Solon i in. 2018) na ok. 16 km biegu rzeki w jej środkowym odcinku w pobliżu miejscowości Łaziska i Ostrów (woj. świętokrzyskie).

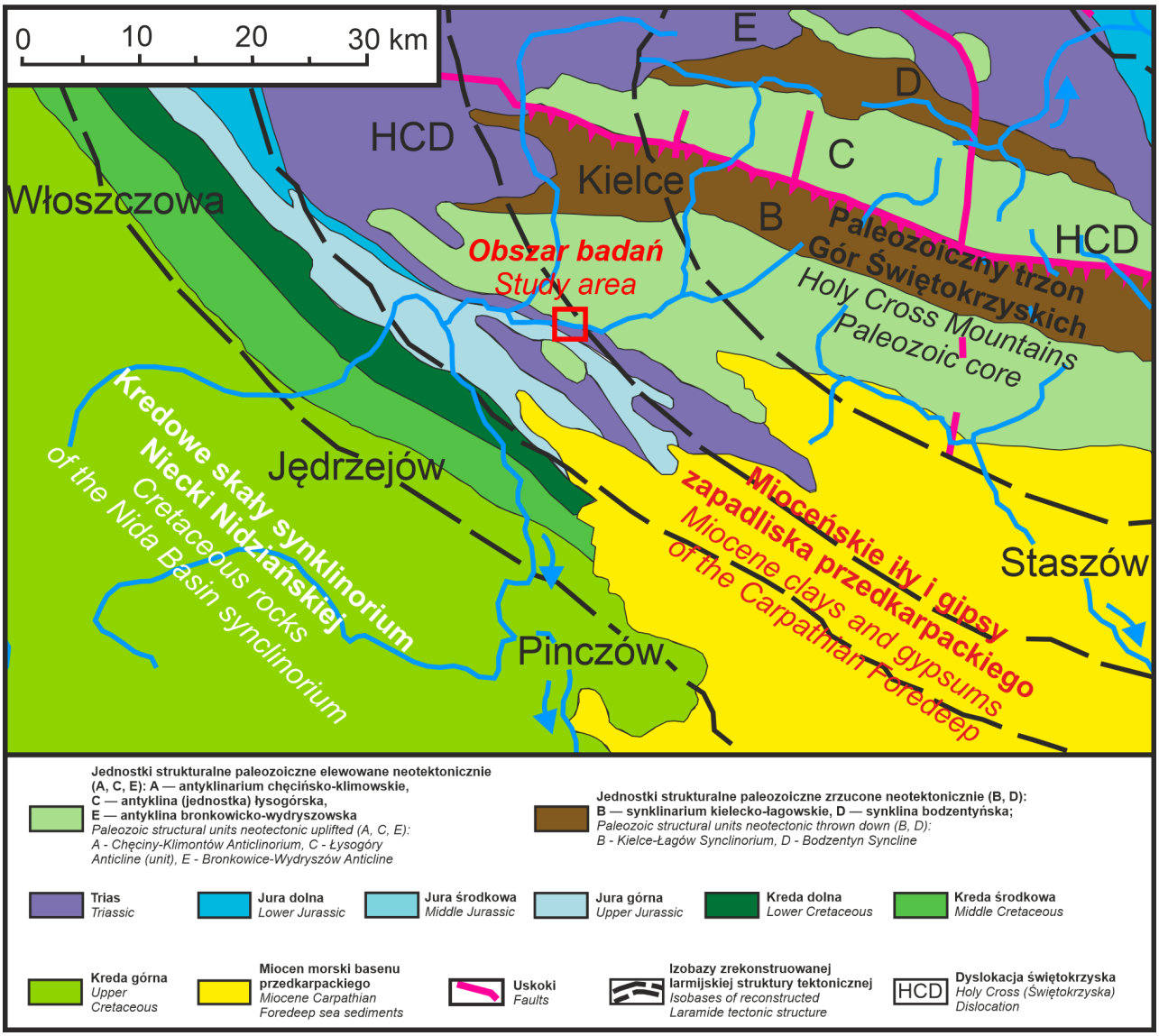


Rys. 1. Obszar badań na numerycznym modelu terenu (NMT) zlewni Nidy (http://geoportal.gov.pl)

Fig. 1. Study area on digital elevation model (DEM) of Nida catchment area (http://geoportal.gov.pl)

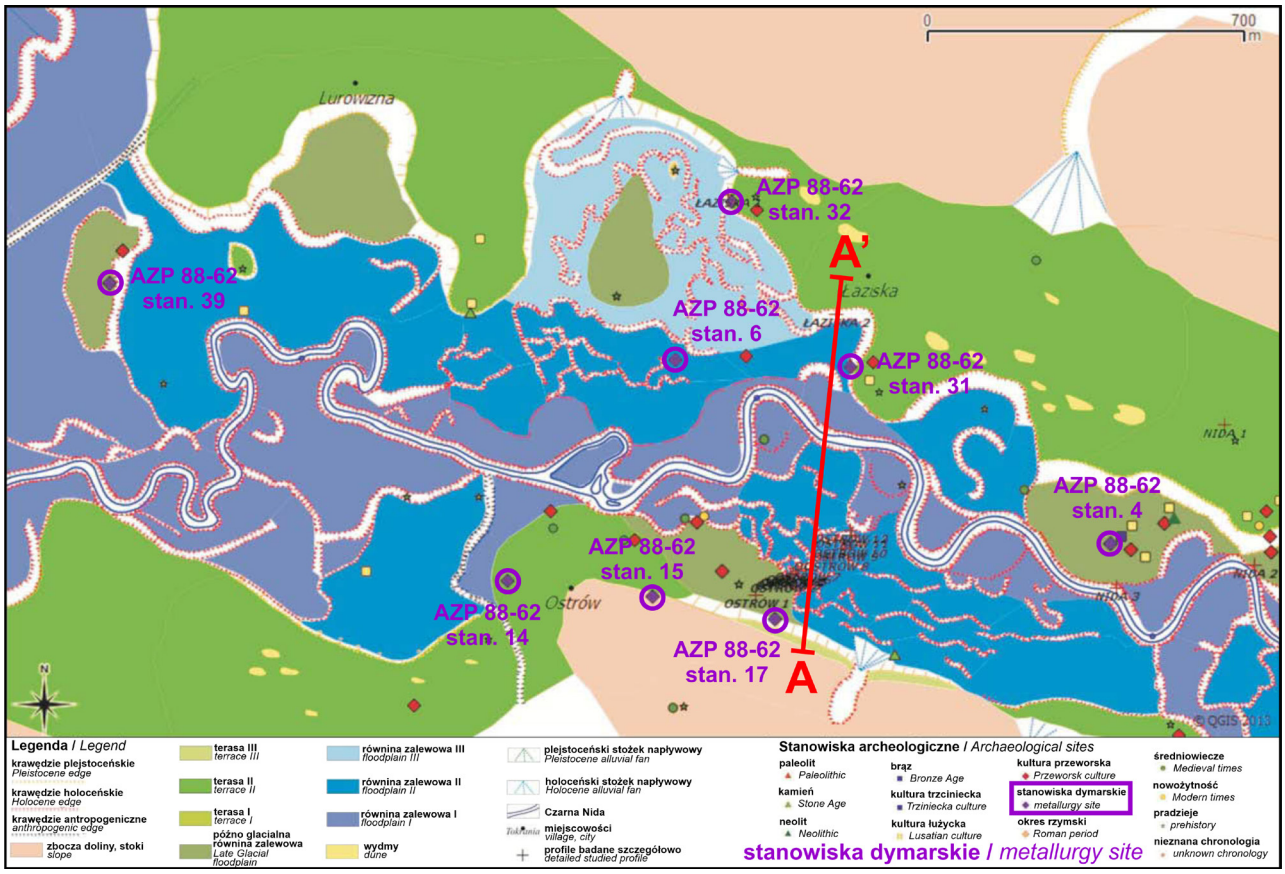
Północna część zlewni Czarnej Nidy znajduje się w obrębie paleozoicznego trzonu Gór Świętokrzyskich, a południowo-zachodnia, gdzie zlokalizowane jest opisywane stanowisko, w permsko-mezozoicznym obrzeżeniu (Kowalski 2002; Krupa 2013, 2015) (rys. 2). Dolina Czarnej Nidy ukształtowała się niezależnie od odporności skał podłoża, po których płynie rzeka i wykształciła się na monoklinalnie nachylonej powierzchni strukturalnej. Rzeka nie wykorzystuje obniżeń pomiędzy pasmami i płynie licznymi przełomami epigenetycznymi powstałymi pomiędzy twardzielcowymi wzniesieniami o różnej odporności skał (Krupa 2013, 2015).

W badanym odcinku doliny występują trzy poziomy terasy plejstoceńskiej, częściowo zwydmione. Równina zalewowa składa się z różnowiekowych włożeń, jednego późnoglacjalnego z wielkimi paleomeandrami oraz trzech holoceńskich z małymi paleomeandrami i starorzeczami systemu anastomozującego (Krupa 2013, 2015) (rys. 3). Rzeka obecnie meandruje, płynąc ze wschodu na zachód, a na krótkich odcinkach pojawia się system dwukorytowy współczesnych anastomoz, np. poniżej badanego odcinka przy ujściu Bobrzy do Czarnej Nidy koło Wolicy.



Rys. 2. Rekonstrukcja laramijskiej morfostruktury świętokrzyskiego odcinka wału śródpolskiego na tle przedczwartorzędowej budowy geologicznej (Kowalski 2002, uzupełnione)

Fig. 2. Reconstruction of the Laramide morphostructure of the Świętokrzyskie section of the Mid-Polish Anticlinorium on the pre-Quaternary basement (Kowalski 2002, supplemented)



Rys. 3. Mapa geomorfologiczna doliny Czarnej Nidy koło Łazisk i Ostrowa, rozmieszczenie stanowisk dymarskich (Krupa 2015) oraz przekrój poprzeczny A–A' (patrz rys. 6)

Fig. 3. Geomorphological map of the Czarna Nida valley near Łaziska and Ostrów and the location of bloomery sites (Krupa 2015) and cross-section A–A' (see fig. 6)

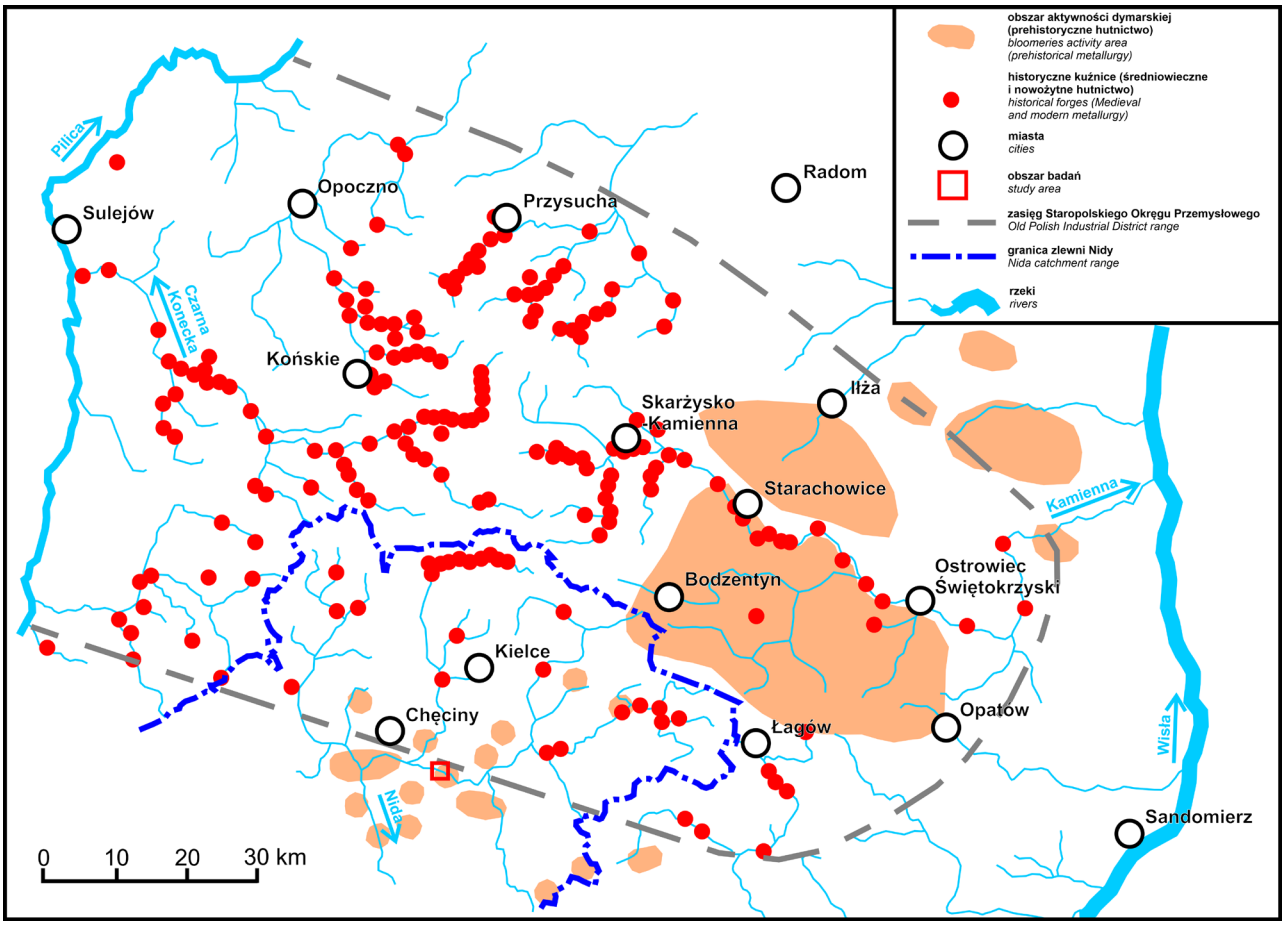
W dolinie Czarnej Nidy w subatlantyku na badanym odcinku rzeka miała rozwinięcie anastomozujące. Wyniki dotychczasowych badań nie potwierdziły, by było to uwarunkowane działalnością człowieka (Krupa 2013, 2015), m.in. zlokalizowanej tu w okresie rzymskim eksklawy nadnidziańskiego regionu metalurgicznego (Przychodni 2002, 2006) (rys. 4). Dotychczas nie rozpoznano tu śladów wzrostu aktywności fluwialnej w okresie rzymskim, która mogłaby być wywołana aktywnością prehistorycznego hutnictwa żelaza, a wyraźny wzrost tempa sedymentacji odnotowany został dopiero w średniowieczu (Krupa 2013, 2015). Późniejsza aktywność hutnicza z okresu średniowiecza i nowożytności, typowa dla Staropolskiego Okręgu Przemysłowego na obszarze Czarnej Nidy, nie została udokumentowana (Bielenin 1992).

Żużle dymarskie w dorzeczu Czarnej Nidy znajdowano przeważnie na polach uprawnych, nieużytkach oraz pastwiskach i zdecydowanej większości z tych stanowisk przypisano charakter produkcyjny (rys. 5). Zapleczem osadniczym dla działalności metalurgicznej były 3 osady kultury przeworskiej. W ramach badań powierzchniowych Archeologicznego Zdjęcia Polski (AZP), w 2004 roku na obszarze badań stwierdzono występowanie fragmentów żużli oraz ślady osadnictwa prehistorycznego (Przychodni 2002, 2006). Stanowiska archeologiczne po obu stronach doliny koło Łazisk, w tym oddalone o zaledwie kilkanaście metrów od linii przekroju badawczego AZP 88-62 stan. 31 oraz AZP 88-62 stan. 17, oznaczono jako ślad produkcji dymarskiej (rys. 3) (Krupa 2013; http://zabytek.pl).

3. Cel i metody badań

Celem artykułu jest rozpoznanie i interpretacja śladów aktywności metalurgicznej w aluwiach Czarnej Nidy w pobliżu miejscowości Łaziska i Ostrów przy użyciu metody separacji magnetycznych sferulek – *Magnetic Spherule Separation* (MSS). Metoda ta stosowana jest w analizach pozostałości działalności metalurgicznej w aluwiach rzek europejskich (m.in. Richardeau 1977; Houbrechts i in. 2020), a od niedawna również świętokrzyskich (Przepióra i in. 2022; Kalicki i in. 2023; Przepióra, Kalicki 2024). Materiały archeologiczne badanego obszaru wskazują na występowanie tu pradziejowej eksklawy dymarstwa świętokrzyskiego, jednak ślady działalności metalurgicznej nie zostały dotychczas rozpoznane w aluwiach.

Do uzyskania wyników wykorzystano szereg metod terenowych, laboratoryjnych i kameralnych.



Rys. 4. Lokalizacja obszaru badań w granicach Staropolskiego Okręgu Przemysłowego (SOP) według Radwana (Bielenin 1992, uzupełnione)

Fig. 4. Location of the study area in the boundaries of the Old Polish Industrial District (OPID) by Radwan (Bielenin 1992, supplemented)

Rys. 5. Obszar badań i rozmieszczenie stanowisk dymarskich (czerwone kropki) w nadnidziańskim rejonie metalurgicznym z okresu rzymskiego (według Przychodni 2006)

Fig. 5. Study area and location of bloomery sites (red dots) in the Nida metallurgical region from the Roman period (by Przychodni 2006)

Metody terenowe

– odwierty i profile (18 wierceń i 1 odsłonięcie przy korycie rzeki) geologiczne (wiertnia ręczna Eijkelkamp oraz Instorf) wykonane na równinie zalewowej pomiędzy Ostrowem a Łaziskami w celu weryfikacji uzupełnienia dotychczasowego stanu badań (Krupa 2013, 2015).

Metody laboratoryjne

– analiza granulometryczna 135 próbek osadów mineralnych metodą sitową (zestaw sit 2800-63 µm wraz z wytrząsarkami laboratoryjnymi firmy Retsh oraz Morek-Multiserw) i laserową (laserowy analizator wielkości cząstek Mastersizer 3000) wraz z wyliczeniem statystycznych parametrów uziarnienia Folka-Warda (1957) przy użyciu programu GRANULOM;
– analiza zawartości substancji organicznej w 36 próbkach metodą strat prażenia (Piec komorowy SNOL 30/1100 LSF01) przez 8, 5 i 3 godziny w temp. 550°C przy temperaturze suszenia 60°C – według DIN 18128: 1990-11 (Łądkiewicz i in. 2017);
– separacja magnetycznych sferulek (produkt odpadowy procesu obróbki i kucia żelaza) oraz mikroskopijnych fragmentów żużla (produkt odpadowy procesu wytopu żelaza) z osadów pozakorytowych przy użyciu zestawu sit 200-63 µm oraz chwytaka magnetycznego. Dla wszystkich 171 próbek wykonano analizę na sucho, a dla 36 próbek o większej zawartości materii organicznej również z użyciem wody (m.in. Houbrechts i in. 2020; Przepióra i in. 2021);
– analiza mikrożużli (fragmentów żużli <0,5 cm) (Houbrechts i in. 2020) z wykorzystaniem mikroskopu z cyfrowym aparatem (mikroskopy Nikon SMZ800 i Y-TV55, oświetlenie schott KL 1600 led, Kamera Nikon DSFi3, oprogramowanie NiS Elements D5.20.01, Okulary Nikon C-W 10xB/22. Tuba Nikon WD70, powiększenie 1, 2, 3, 4, 5, 6.3).

Metody kameralne

- kwerenda materiałów archiwalnych: mapy geomorfologicznej (Krupa 2013, 2015), przekrojów geologicznych (Krupa 2013, 2015), datowań ^{14}C (Przychodni 2002, 2006; Krupa 2013, 2015; Kalicki i in. 2016) i Archeologiczne Zdjęcie Polski (AZP) (Przychodni 2002, 2006; Krupa 2013, 2015; http://zabytek.pl);
- kalibracja dat ^{14}C z użyciem programu OxCal v.4.4.4 (data ostatniej aktualizacji: 25.06.2024) (Bronk Ramsey 2021) według krzywej kalibracyjnej IntCal20 (Reimer i in. 2020) o dokładności kalibracji 95.4% (tab. 1);
- udokumentowanie zmian sedymentacyjnych z użyciem kodów litogenetycznych i litofacjalnych (według Zielińskiego 2014) dla profilu CN9;
- opracowanie graficzne profili, przekrojów oraz map tematycznych (GRANULOM, CorelDraw, QGIS, http://geoportal.gov.pl).

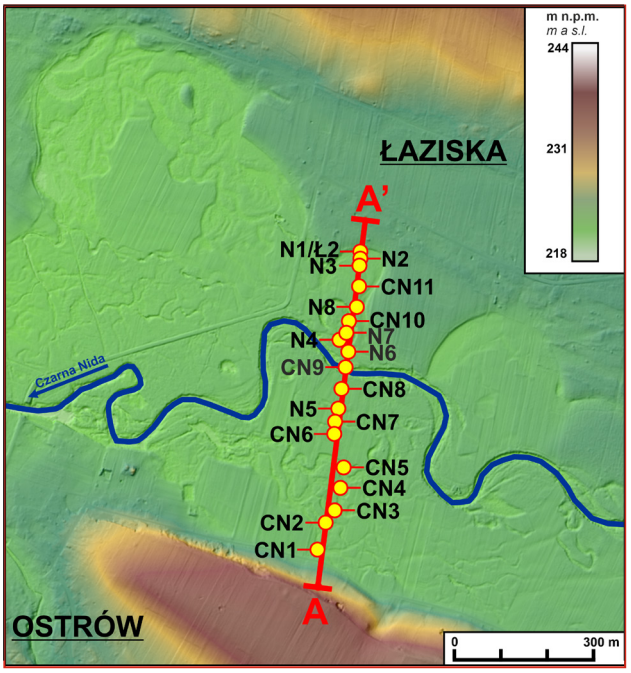
Tabela 1. Archiwalne datowania radiowęglowe wraz z kalibracją
Table 1. Archival radiocarbon dating with calibration

Źródła *Sources*	Archiwalne daty radiowęglowe *Archival radiocarbon dates*	Kalibracja OxCal 4.4.4 (dokładność 95,4%) *OxCal 4.4.4 calibration (95.4% accuracy)*
Krupa 2013, 2015	4490 ± 90BP	3491–2914 BC
Krupa 2013, 2015	4150 ± 90 BP	2907–2476 BC
Przychodni 2002	2145 ± 70 BP	384 BC–5 AD
Przychodni 2002	2120 ± 70 BP	366 BC–21 AD
Przychodni 2002	1960 ± 70 BP	107 BC–236 AD
Przychodni 2002	1915 ± 70 BP	49 BC–316 AD
Przychodni 2002	1590 ± 70 BP	261–634 AD
Przychodni 2002	1510 ± 70 BP	421–651 AD
Krupa 2013, 2015	1740 ± 40 BP	241–407 AD
Krupa 2013, 2015	1415 ± 70 BP	440–775 AD
Kalicki i in. 2016	1190 ± 35 BP	706–972 AD
Krupa 2013, 2015	600 ± 50 BP	1293–1421 AD

4. Wyniki badań

Obszar koło Łazisk i Ostrowa był objęty wcześniejszymi badaniami paleogeograficznymi, co pozwoliło ustalić budowę i wiek włożeń składających się na równinę zalewową Czarnej Nidy (Krupa 2013, 2015; Kalicki i in. 2016). W celu nawiązania do wyników wcześniejszych badań (rys. 3), wykonano w tym samym miejscu przekrój geologiczny A–A' przecinający szeroką na ok. 650 m równinę zalewową Czarnej Nidy o przebiegu S–N. Przecina on wszystkie różnowiekowe włożenia rozpoznane przez Krupę (2013, 2015), z których pobrano próbki na analizy sedymentologiczne i występowanie w aluwiach mikroskopijnych żużli i sferulek (rys. 6).

W lewobrzeżnej, południowej części równiny zalewowej występują liczne, różnowiekowe (okres rzymski i średniowiecze) starorzecza systemu anastomozującego (rys. 7A, 7B). Wypełniają je osady drobnoziarniste, przeważnie piaski zailone i mułki piaszczyste (Mz = 3,0 – 5,0 ϕ).

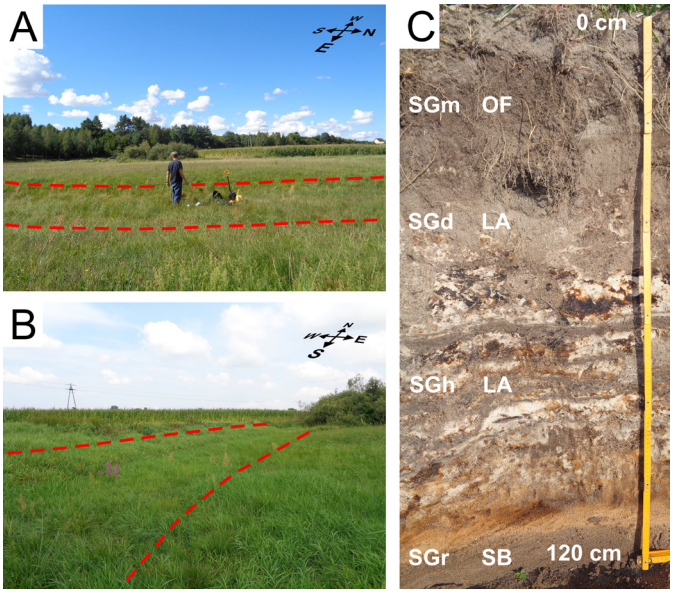


Rys. 6. Profile, odwierty oraz przekrój poprzeczny A–A' dna doliny Czarnej Nidy koło Łazisk i Ostrowa na NMT (http://geoportal.gov.pl)
Fig. 6. Profiles, drillings and cross-section A–A' of the Czarna Nida valley bottom near Łaziska and Ostrów on DTM (http://geoportal.gov.pl)

Wysortowanie osadów budujących tę część równiny zalewowej (profile CN1–CN5) waha się od dobrego dla piasków do słabego przy większej domieszce w osadach frakcji ilasto-pylastych (σ_I = 0,4–1,9). Bliżej współczesnego koryta rzeki (profile CN6–CN8 i N5) w aluwiach z ostatnich stuleci pojawiają się włożenia piaszczyste i piaszczysto-żwirowe (Mz = 1,2 – 1,9 ϕ), przeważnie wypełniające kolejne, niedatowane starorzecza. Wysortowanie tych osadów jest umiarkowane i słabe (σ_I = 0,8–1,5) (rys. 8).

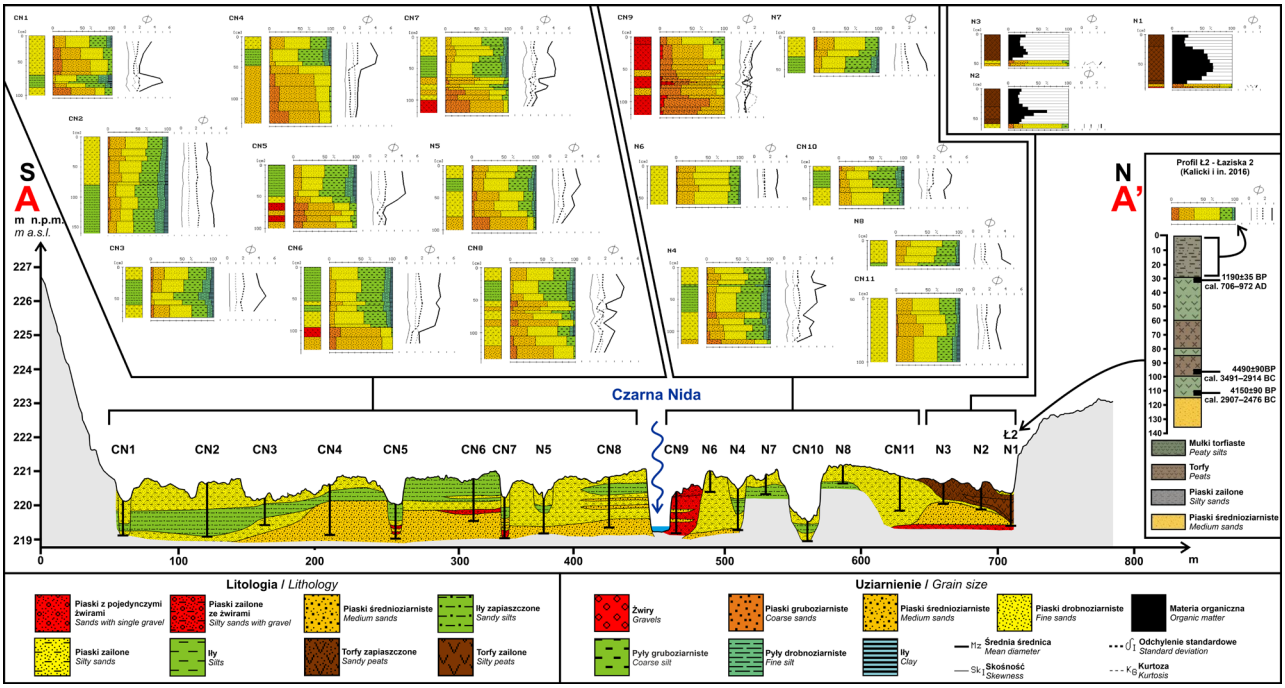
Najmłodsze włożenie na prawym brzegu obecnego koryta rzeki (profil CN9) reprezentują przeważnie poziomy piaszczystej formy dna i przyrostu bocznego przykryte osadami pozakorytowymi (rys. 7C). Są one zbudowane z osadów z wyraźną domieszką frakcji gruboziarnistej, głównie piasków z pojedynczymi żwirami i piasków zailonych ze żwirami (Mz = 0,4 – 2,7 ϕ), a ich wysortowanie w zależności od zawartości osadów gruboklastycznych, waha się pomiędzy dobrym a słabym (σ_I = 0,4–1,6) (rys. 8). Dalej na północ, równinę zalewową (profile N6, N7, N8 i CN11) budują piaski zailone (Mz = 2,8 – 3,5 ϕ), słabo wysortowane (σ_I = 1,1–2,0) oraz iły zapiaszczone (Mz = 4,0 – 4,7 ϕ) również słabo wysortowane (σ_I = 1,7–1,8). Ta część równiny zalewowej była kształtowana przez rzekę meandrującą, o czym świadczą zachowane tu paleomeandry (profile N4 i CN10) wypełnione piaskami zailonymi (Mz = 2,1 – 3,4 ϕ), przeważnie o słabym wysortowaniu (σ_I = 1,5–2,0) oraz mułkami zapiaszczonymi (Mz = 3,8 – 4,0 ϕ) i iłami (Mz = 5,2 ϕ), również słabo wysortowanymi (σ_I = 1,4–1,8) (rys. 8).

Najdalej na północ, pod krawędzią terasy młodoplejstoceńskiej położony jest subborealny (4490 ± 90BP cal. 3400–2900 BC i 4150 ± 90 BP cal. 2910–2480 BC) paleo-



Rys. 7. Widok na lewobrzeżną, południową część równiny zalewowej Czarnej Nidy w pobliżu Łazisk i Ostrowa z widocznymi starorzeczami z okresu rzymskiego CN1 (A) (fot. Ł. Podrzycki 2022) i średniowiecza CN3 (B) (fot. P. Przepióra 2022) oraz odsłonięcie CN9 piaszczysto-żwirowych osadów z redeponowanymi mikrosferulkami żelaznymi (C) (fot. P. Przepióra 2022).
Kody litofacjalne: SGd – piasek żwirowy, struktura zaburzona, SGh – piasek żwirowy, warstwowanie poziome, SGm – piasek żwirowy, struktura masywna, SGr – piasek żwirowy, przekątna laminacja riplemarkowa.
Kody litogenetyczne: LA – osad przyrostu bocznego, OF – osady pozakorytowe (piaski zailone z pojedynczymi żwirami), SB – piaszczysta forma dna (piaski z pojedynczymi żwirami) (według Zielińskiego 2014)

Fig. 7. View of the left-bank, southern part of the Czarna Nida floodplain near Łaziska and Ostrów with visible oxbow lakes from the Roman period CN1 (A) (photo by Ł. Podrzycki 2022), the Middle Ages CN3 (B) (photo by P. Przepióra 2022) and the outcrop of CN9 sandy gravel sediments with redeposited iron microspherules (C) (photo by P. Przepióra 2022).
Lithofacial signatures: SGd – gravelly sand, deformed, SGh – gravelly sand, horizontal lamination, SGm – gravelly sand, massive structure, SGr – gravelly sand, ripple cross-lamination.
Lithogenetical signatures: LA – lateral accretion deposits, OF – overbank sediments (silty sands with single gravels), SB – sandy bedform (sands with single gravels) (by Zieliński 2014)

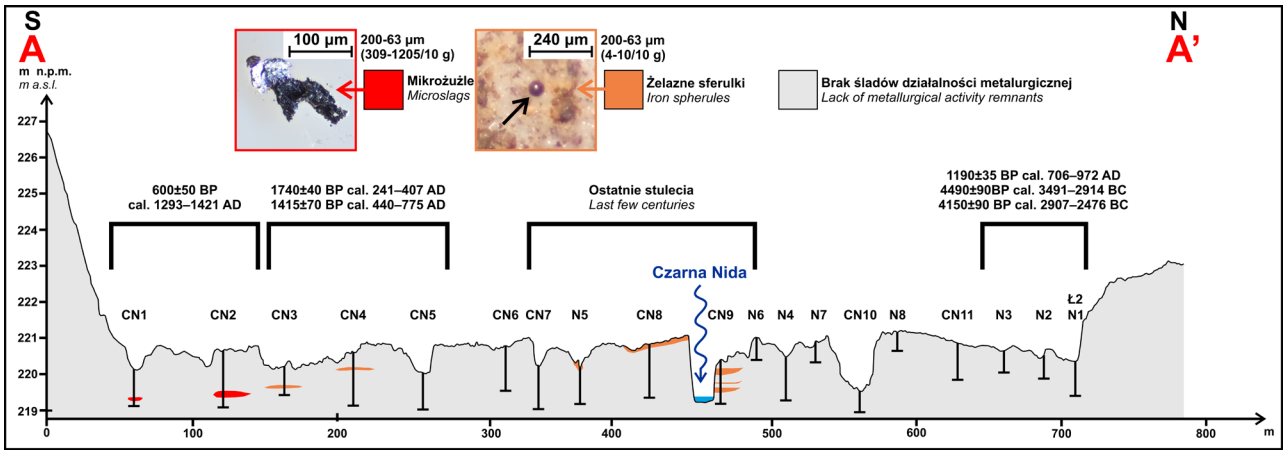


Rys. 8. Przekrój geologiczny A–A' Łaziska–Ostrów oraz litologia, uziarnienie, zawartość materii organicznej, wskaźniki uziarnienia Folka-Warda (1957) badanych profili i wcześniejszy profil Łaziska 2 (Kalicki i in. 2016)

Fig. 8. Geological cross-section A–A' Łaziska–Ostrów and lithology, grain size, organic matter content, Folk-Ward (1957) grain size parameters of study profiles and earlier published Łaziska 2 profile (Kalicki et al. 2016)

meander (profile N1–3 i Ł2) wypełniony torfami zapiaszczonymi i torfami zailonymi (popielność 30–70%). Lokalnie (profile N1 i Ł2 – Łaziska 2) narastanie torfów zostało przerwane w ostatnim milenium (1190 ± 35 BP cal. 765–902 AD) przez akumulację osadów klastycznych (Mz = 2,8 ϕ) o słabym wysortowaniu (σ_I = 1,6) (Kalicki i in. 2016) (rys. 8, 9).

W osadach równiny zalewowej występuje bardzo mało ferromagnetycznych mikrosferulek. Pojedyncze sferulki (200–63 µm) wykryto tylko w profilach CN3 (52–60 cm), CN4 (40–47 cm), N5 (0–10 cm), CN8 (0–20 cm) oraz CN9 (22–43, 63–65 oraz 74–90 cm), co po przeliczeniu przez masę próbki ich liczbę oszacowano na 4–10 sztuk na 10 g materiału (rys. 9, tab. 2). Ponadto z osadów w profilach CN1 (77–87 cm) i CN2 (120–140 cm) odseparowano ferromagnetyczne cząstki o wielkości 200–63 µm, w których wykryto dużą liczbę nieregularnych, płaskich, żelaznych łusek (rys. 10A, tab. 2). Przy większym zbliżeniu (6.3-80x) mają one poszarpane, ostre i nieregularne krawędzie (rys. 10B–F).



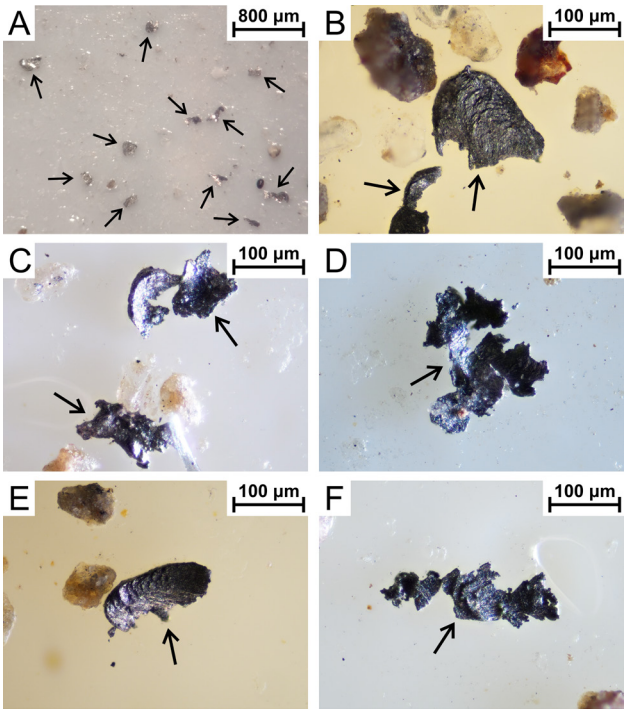
Rys. 9. Rozmieszczenie mikrożużli (fot. K. Zubek 2024) oraz żelaznych sferulek (fot. P. Przepióra 2022) w aluwiach Czarnej Nidy na przekroju A–A' Łaziska–Ostrów wraz z datowaniami włożeń w obrębie równiny zalewowej (Krupa 2013, 2015; Kalicki i in. 2016)

Fig. 9. Distribution of microslags (photo by K. Zubek 2024) and iron spherules (photo by P. Przepióra 2022) in the Czarna Nida alluvium in the Łaziska–Ostrów A–A' cross-section with dating of selected cut and fill of the floodplain (Krupa 2013, 2015; Kalicki et al. 2016)

Tabela 2. Zestawienie uzyskanych wyników analizy separacji mikrożużli oraz żelaznych sferulek (oprac. autorów)

Table 2. Summary of the obtained results of the microslag and iron spherule separation analysis (authors' work)

Głębokość [cm] *Depth [cm]*	Waga próbki [g] *Sample weight [g]*	Liczba mikroartefaktów *Number of microartefacts*	Liczba na wagę próbki [ms/g] *Number per sample weight [ms/g]*
Mikrożużle / *Microslags*			
CN1			
77–80	1,66	72	434/10 g
80–87	2,46	76	309/10 g
CN2			
120–140	0,88	106	1205/10 g
Sferulki żelaza / *Iron spherules*			
CN3			
52–60	1,74	1	6/10 g
CN4			
40–47	2,50	1	4/10 g
CN8			
0–20	2,58	1	4/10 g
CN9			
22–34	1,03	1	10/10 g
38–43	1,03	1	10/10 g
63–65	1,01	1	10/10 g
74–79	1,00	1	10/10 g
80–90	1,05	1	10/10 g
N5			
0–10	2,56	1	4/10 g



Rys. 10. Fotografie mikroskopowe (powiększenie 6.3-80x) ferromagnetycznych mikrożużli wielkości 200–63 µm z aluwiów w Łaziskach–Ostrowie (fot. A: P. Przepióra 2023, fot. B–F: K. Zubek 2024)

Fig. 10. Microscopic photographs (magnification 6.3-80x) of ferromagnetic microslags 200–63 µm in size from alluvium in Łaziska–Ostrów (photo A: P. Przepióra 2023, photo B–F: K. Zubek 2024)

5. Dyskusja

Fragment równiny zalewowej koło Łazisk-Ostrowa charakteryzuje duża liczba starorzeczy, a wyniki wcześniejszych badań (Krupa 2013, 2015; Kalicki i in. 2016) pozwalają wyróżnić w jej obrębie cztery różnowiekowe włożenia.

Najstarsza część równiny zalewowej położona jest w skrajnie północnym odcinku przekroju A–A' (profile N1, N2, N3 i Ł2). Znajduje się tu subborealny paleomeander

(Łaziska 2 – rys. 3) wypełniony zapiaszczonymi i zailonymi torfami (rys. 8) datowanymi w spągu na 4490 ± 90BP cal. 3491–2914 BC i 4150 ± 90 BP cal. 2907–2476 BC (Krupa 2013, 2015), które lokalnie przykryte zostały osadami klastycznymi (piaski zailone) we wczesnym średniowieczu po 1190 ± 35 BP cal. 706–972 AD (Kalicki i in. 2016). Osady z tego paleokoryta zostały poddane separacji magnetycznej żelaznych sferulek zarówno na mokro z wykorzystaniem wody, jak i na sucho, co miało zwiększyć prawdopodobieństwo wykrycia żelaznych mikroartefaktów. Analiza separacji magnetycznej nie wykazała jednak śladów po aktywności metalurgicznej w wypełnieniu paleomeandra, zarówno w starszych, jak i młodszych warstwach osadów (rys. 9) pomimo bezpośredniego sąsiedztwa stanowiska dymarskiego AZP 88–62 stan. 31 na podcinanej terasie (Przychodni 2006; Krupa 2013, 2015) (rys. 3). Przyczyną może być niedoskonałość metody dotychczas wykorzystywanej w analizie osadów mineralnych, a nie organogenicznych. W przypadku stosowania jej w torfach oraz osadach o zwiększonej zawartości organiki, utrudnione jest nie tylko oddzielenie ferromagnetycznych cząstek od pozostałej części próbki, ale również rozpoznanie tych elementów w osadach organogenicznych. Jednak sferulki nie zostały wykryte również w osadach klastycznych z ostatniego Milenium (rys. 9). Może być to związane z linijną erozją i krótkim transportem tych osadów. Wskaźniki uziarnienia i ich tylko lokalne występowanie może sugerować, że są to deluwia złożone miejscowo na torfach w starorzeczu u podnóża rozciętej krawędzi piaszczystej terasy i mające jedynie niewielką domieszkę (ok. 25%) drobnofrakcyjnych osadów pozakorytowych (rys. 8). W zawiesinie najdrobniejszych osadów mogłyby być transportowane sferulki na dłuższym dystansie, w dół biegu rzeki ze stanowisk dymarskich położonych w wyższej części zlewni (rys. 5). Równocześnie linijnie rozcinane głębsze warstwy piasków terasy nie zawierały sferulek, więc nie mogły być źródłem pozostałości dawnej działalności metalurgicznej. Powstające w trakcie produkcji i obróbki rudy żelaza mikrosferulki mogą być transportowane eolicznie nawet do 10 km (Houbrechts i in. 2020), co mogło spowodować ich brak lub tylko niewielką ilość na powierzchni terasy w bezpośrednim sąsiedztwie stanowiska dymarskiego, położonego na wschód od paleomeandra subborealnego (rys. 3). Przeważające wiatry zachodnie przenosiły je w kierunku wschodnim i dopiero po opadnięciu mogły być redeponowane przez procesy fluwialne w zawiesinie w dół biegu rzeki i włączane w młodsze aluwia facji pozakorytowej: starorzeczy i równiny zalewowej (rys. 9).

W lewobrzeżnej części równiny zalewowej występują liczne starorzecza rzeki anastomozującej (rys. 6). Tego typu rozwinięcie nie było raczej spowodowane aktywnością człowieka, gdyż systemy wielokorytowe funkcjonowały na Czarnej Nidzie już w eoholocenie, a w rejonie Łazisk i Ostrowa były aktywne w okresie rzymskim aż do średniowiecza, co potwierdzają daty z paleokoryt i aluwiów korytowych (Krupa 2013, 2015).

Starsze paleokoryta były datowane na okres rzymski: 1740 ± 40 BP cal. 241–407 AD (Ostrów 7 – rys. 3), a detrytus z piasków korytowych: 1415 ± 70 BP cal. 440–775 AD (Ostrów 10 – rys. 3). Tę część równiny reprezentują profile CN3, CN4 oraz CN5 (rys. 9). W aluwiach z okresu rzymskiego pojedyncze sferulki żelaza w przedziale wielkości 200-63 µm wykryto w próbkach z profili CN3 i CN4 (tab. 2). W tym czasie w pobliżu Ostrowa funkcjonowały stanowiska dymarskie, podobnie jak w oddalonej o ok. 6 km w górę rzeki Bilczy (stanowisko Bilcza-Zastawie, rys. 5), gdzie były datowane radiowęglowo węgielki drzewne z pieców dymarskich oraz grób jamowy kultury przeworskiej z Brzegów (Przychodni 2002). Jednak w tej pracy datowania te zostały błędnie skalibrowane, dlatego zostało to przez nas poprawione. Węgielki były datowane na 2120 ± 70 BP cal. 366 BC–21 AD, 1960 ± 70 BP cal. 107 BC–236 AD, 1915±70 BP cal. 49 BC–316 AD, 1590±70 BP cal. 261–634 AD, 1510 ± 70 BP cal. 421–651 AD, a grób jamowy kultury przeworskiej z Brzegów na 2145 ± 70 BP cal. 384 BC–5 AD. Wskazuje to na długotrwałe funkcjonowanie aktywności dymarskiej w czasie rzymskiego optimum klimatycznego (ok. 200 BC–150 AD), chłodniejszego okresu przejściowego (ok. 150–450 n.e., patrz: Harper 2021; Steinhilber i in. 2009, 2012) aż po późnoantyczną małą epokę lodowcową (ok. 450–700 n.e., patrz: Hirschfeld 2006). Uzyskane wyniki analiz ^{14}C z Bilczy korelują z wiekiem starorzecza (Ostrów 7) i aluwiów korytowych (Ostrów 10) Czarnej Nidy, gdzie stwierdzono występowanie sferulek żelaza. Pochodzą one najprawdopodobniej z pobliskich rzymskich stanowisk dymarskich (rys. 3), natomiast niewielka liczba wykrytych sferulek (tab. 2) jest prawdopodobnie spowodowana okresową lub epizodyczną aktywnością metalurgiczną w nadnidziańskim regionie dymarkowym w długim okresie, co przekłada się również na stosunkowo niewielką liczbę stanowisk produkcyjnych rozpoznanych w dolinie Czarnej Nidy (rys. 5) (Przychodni 2006).

Młodsze starorzecza anastomozy ze średniowiecza, z których jedno datowane było na 600 ± 50 BP cal. 1293–1421 AD (Ostrów 3 – rys. 3), znajdują się bliżej lewego zbocza doliny. W średniowiecznych aluwiach najbliżej południowego zbocza doliny i w bezpośrednim sąsiedztwie stanowiska dymarskiego AZP 88–62 stan. 17 (Przychodni 2006; Krupa 2013, 2015) (rys. 3), na głębokościach 77–87 oraz 120–140 cm (profile CN1 oraz CN2) wykryto liczne ferromagnetyczne, spłaszczone cząstki (rys. 9, tab. 2). Przypominają one łuski o nieregularnych kształtach z wyraźnie poszarpanymi, ostrokrawędzistymi brzegami (rys. 10). Można je uznać za mikrożużle, które są półproduktem (odpadem) wytopu i wstępnej obróbki żelaza (Dungworth, Wilkes 2007). W przeciwieństwie do pustych mikrosferulek, mikrożużle nie są transportowane drogą eoliczną, lecz pierwotnie akumulowane (*in situ*) bezpośrednio w sąsiedztwie pieca. Na badanym obszarze rozpoznano ślady wyłącznie pradziejowego hutnictwa, natomiast materiały historyczne nie potwierdzają późniejszej, średniowiecznej oraz nowożytnej aktywności metalurgicznej (m.in. Bielenin 1992) (rys. 4). Wskazuje to na występowanie w średniowiecznych aluwiach redeponowanych fluwialnie żelaznych sferulek oraz mikrozużli z okresu

rzymskiego. Dotychczas redepozycja i włączanie rzymskich artefaktów żelazistych w młodsze osady pozakorytowe została stwierdzona m.in. w dolinie Świśliny (Klatka 1958; Kalicki i in. 2021; Przepióra, Kalicki 2024). Analogiczna sytuacja ma miejsce w międzyrzeczu Białej Nidy i Czarnej Nidy, gdzie sferulki mogły być redeponowane ze zlewni Czarnej Nidy i pojedynczych stanowisk dymarskich na wyższych terasach plejstoceńskich Białej Nidy koło Żernik (Przepióra i in. 2023; Kalicki i in. 2024a). Wzrost aktywności fluwialnej w średniowieczu i czasach nowożytnych był spowodowany narastającą antropopresją oraz liczniejszymi zjawiskami katastrofalnymi w okresie małej epoki lodowej. Również prawdopodobnie w średniowieczu po IX w. intensyfikacja lateralnej migracji koryta miała miejsce po zmianie jego rozwinięcia z anastomozującego na meandrowe (Krupa 2013, 2015).

W najmłodszych osadach w pobliżu współczesnego koryta rzeki wykryto pojedyncze sferulki żelaza. Na lewym brzegu występują w przypowierzchniowych osadach pozakorytowych równiny zalewowej (profil CN8) i wypełnienia starorzecza (profil N5), natomiast na prawym w piaszczysto-żwirowych osadach najmłodszego włożenia (profil CN9) na trzech głębokościach (22–43, 63–65 oraz 74–90 cm) (rys. 9). Są one współcześnie redeponowane z górnej części zlewni, gdzie występują stanowiska dymarskie (Przychodni 2002, 2006) i włączane zarówno w osady korytowe, jak i pozakorytowe. Jednak ich występowanie tylko w przypowierzchniowych warstwach oraz ich brak w dystalnych i starszych, suborealnych częściach równiny zalewowej może wskazywać na to, że współczesne zalewanie dna doliny nie jest związane z wodami wezbraniowymi z koryta, a w znacznym stopniu jest to efekt podtopień wskutek podnoszenia się poziomu wód gruntowych, podobnie jak ma to miejsce w dolinie Nidy (Kalicki, Biesaga 2023) (rys. 7C).

6. Wnioski

Metoda separacji magnetycznych sferulek (MSS) może być skutecznie stosowana w badaniach aluwiów rzek, w dolinach których występowało pradziejowe hutnictwo o niewielkiej, okresowej lub nawet epizodycznej aktywności rozciągniętej w długim (kilkusetletnim) okresie i niewielkim zagęszczeniu stanowisk dymarskich, jak miało to miejsce w nadnidziańskim regionie metalurgicznym w okresie rzymskim. Mikroskopijne ślady aktywności hutniczej w aluwiach w postaci sferulek żelaznych i mikrożużli pozwalają na uchwycenie tej działalności, co nie udawało się stosowanymi wcześniej metodami. Umożliwia to zweryfikowanie wyników dotychczasowych badań paleogeograficznych i stratygraficznych.

Sferulki żelazne były pierwotnie deponowane eolicznie i następnie fluwialnie w aluwiach rzymskich z pobliskich stanowisk dymarskich w okresie prehistorycznej aktywności metalurgicznej obejmującej kilkusetletni okres (rzymskie optimum klimatyczne-późnoantycznej małej epoki lodowej). Mała skala produkcji rozciągnięta w czasie spowodowała występowanie tylko pojedynczych żelaznych sferulek w osadach.

Po upadku nadnidziańskiego regionu dymarkowego w średniowieczu i czasach nowożytnych, następowała redepozycja rzymskich sferulek żelaznych i mikrożuzli (płaskie łuski o nieregularnych kształtach z wyraźnie poszarpanymi, ostrokrawędzistymi brzegami). Sprzyjał temu wzrost aktywności fluwialnej w średniowieczu i czasach nowożytnych związanych z narastającą antropopresją i zgrupowaniem zjawisk katastrofalnych w czasie małej epoki lodowej, a także intensyfikacja lateralnej migracji koryta po zmianie jego rozwinięcia z anastomozującego na meandrowe (prawdopodobnie w średniowieczu po IX w.). Artefakty żelaziste dostarczały nie tylko pobliskie stanowiska w rejonie Łazisk i Ostrowa, ale również stanowiska dymarskie położone w górnej części zlewni, gdyż długość transportu fluwialnego mogła wynosić wiele kilometrów, czego dowodzą wyniki badań z międzyrzecza Białej Nidy i Czarnej Nidy. Sferulek nie wykryto natomiast w osadach klastycznych w subborealnym paleomeandrze znajdującym się w bezpośrednim sąsiedztwie jednego ze stanowisk dymarskich, które przerwały lokalnie narastanie torfów w ostatnim Milenium. Te piaszczyste deluwia z niewielką domieszką drobnofrakcyjnych osadów pozakorytowych pochodzą prawdopodobnie z linijnie rozcinanej krawędzi terasy. Głębsze warstwy piasków tej terasy nie zawierają mikrosferulek, a zawiesinowe osady powodziowe nie dostarczyły sferulek z położonych w górę biegu rzeki stanowisk dymarskich.

Rozprzestrzenienie sferulek w najmłodszych osadach pozakorytowych tylko w bezpośrednim sąsiedztwie koryta Czarnej Nidy (część proksymalna równiny zalewowej) wskazuje na to, że współczesne powodzie w dnie doliny nie są efektem występowania wód wezbraniowych z koryta, ale w dużym stopniu podtopieniami obszarów dystalnych wskutek podnoszenia się poziomu wód gruntowych.

Podziękowania

Szczególne podziękowania autorzy kierują do Pani prof. dr hab. Renaty Piwowarczyk, Kierownika Centrum Badań i Ochrony Różnorodności Biologicznej UJK za możliwość przeprowadzenia analiz z wykorzystaniem urządzeń mikroskopowych.

7. Literatura

Bielenin K. 1992. Starożytne górnictwo i hutnictwo żelaza w Górach Świętokrzyskich. Kieleckie Towarzystwo Naukowe 268, Kielce.

Bronk Ramsey C. 2021. OxCal v.4.4.4. https://c14.arch.ox.ac.uk/oxcal.html

Ciszewski D. 2006. Wpływ regulacji koryta Odry na akumulację osadów zanieczyszczonych metalami ciężkimi: Zróżnicowanie, zmiany w czasie, zagrożenie środowiskowe. Studia Naturae 52, Instytut Ochrony Przyrody PAN, Kraków.

Ciszewski D., Aleksander-Kwaterczak U. 2020. Metal Mobility in a Mine-Affected Floodplain. Minerals 10(9): 814. https://doi.org/10.3390/min10090814

Ciszewski D., Kucha H., Skwarczek M. 2017. Minerały autigeniczne i osady w strefie hyporeicznej aluwiów Białej Przemszy zanieczyszczonej przez górnictwo rud metali. Przegląd Geologiczny 65(10/1): 650–666.

De Milleville L., Lespez L., Gauthier A., Gob F., Virmoux C., Saulnier-Copard S., Fichet V., Letourneur M., Jugie M., Garcia M., Tachikawa K., Tales E. 2023. Three thousand years of anthropogenic impact and water management and its impact on the hydro-ecosystem of the Mérantaise river, Paris conurbation (France). Quaternary Science Reviews 307: 108066. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2023.108066

Dobrzańska H., Kalicki T. 2003. Człowiek i środowisko w dolinie Wisły koło Krakowa, w okresie od I do VII w. n.e. Archeologia Polski 68(1–2): 25–55.

Dungworth D., Wilkes R. 2007. An investigation of hammerscale: Technology report. Research Department Report 26.

Fajer M. 2018. Changes in river channel pattern as a result of the construction, operation and decommissioning of watermills – the case of the middle reach of the River Liswarta near Krzepice, Poland. Environmental & Socio-economic Studies 6(1): 25–37. https://doi.org/10.2478/environ-2018-0004

Faměra M., Grygar T.M., Ciszewski D., Czajka A., Álvarez-Vázquez M.A., Hron K., Fačevicová K., Hýlová V., Tůmová Š., Světlík I., Zimová K., Dvořáková K., Szypuła B., Hošek M., Henych J. 2021. Anthropogenic records in a fluvial depositional system: The Odra River along the Czech-Polish border. Anthropocene 34: 100286. https://doi.org/10.1016/j.ancene.2021.100286

Folk R.L., Ward W.C. 1957. Brazos River bar: A study in the significance of grain size parameters. Journal of Sedimentary Petrology 27: 3–26. https://doi.org/10.1306/74d70646-2b21-11d7-8648000102c1865d

Harper K. 2021. Los Rzymu. Klimat, choroby i koniec imperium. Wydawnictwo Napoleon V, Oświęcim.

Herget J. 1998. Anthropogenic influence on the development of the Holocene terraces of the river Lippe, Germany, [w:] Benito G., Baker V.R., Gregory K.J. (red.), Palaeohydrology and environmental change. Wiley, Chichester: 167–179.

Hirschfeld Y. 2006. The Crisis of the Sixth Century: Climatic Change, Natural Disasters and the Plague. Mediterranean Archaeology and Archaeometry 6: 19–32.

Houben P., Wunderlich J., Schrott L. 2009. Climate and long-term human impact on sediment fluxes in watershed systems. Geomorphology 108(1–2): 1–7. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.08.018

Houbrechts G. 2007. La sidérurgie proto-industrielle dans le bassin de la Lienne. De la Meuse à l'Ardenne, Entre Ardenne et Meuse ASBL 39: 34–63.

Houbrechts G., Petit F., Kalicki T. 2003. Metallurgic slags of the last centuries as a tracer in archaeological and palaeogeographical studies in Arden (Belgium). Final Programme and Abstracts of 9th Annual Meeting of European Association of Archaeologists, 10th–14th September 2003, St. Petersburg: 17–18.

Houbrechts G., Petit F. 2006. Utilisation des microscories métallurgiques comme traceur de lasédimentation dans les plaines alluviales des rivières ardennaises. University of Liege: 95–98.

Houbrechts G., Petit F., Notebaert B., Kalicki T., Denis A.C. 2020. Microslag as a stratigraphic tracer to quantify floodplain processes (Lienne catchment, Belgium). Geomorphology 360. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107166

Hrubý P., Kmošek M., Kočárová R., Košťál M. 2021. Medieval mining centre of Buchberg on Bohemian-Moravian Highlands. Metal production in The Kingdom of Bohemia (13th–14th centuries). Pamatky Archeologicke 112: 333–384. https://doi.org/10.35686/PA2021.7

Janiec J., Kardyś P. 2021. Baza surowcowa starożytnego hutnictwa regionu świętokrzyskiego – próby innego spojrzenia, [w:] Dąbrowski A., Osiecki J. (red.), Świętokrzyskie. Środowisko, dziedzictwo kulturowe i edukacja regionalna 27(31). Wojewódzka Biblioteka Publiczna im. Witolda Gombrowicza w Kielcach: 173–182.

Kalicki T. 2006. Zapis zmian klimatu oraz działalności człowieka i ich rola w holoceńskiej ewolucji dolin środkowoeuropejskich. Prace Geograficzne Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN 204, Warszawa.

Kalicki T., Biesaga P. 2023. Late Glacial and Holocene evolution of the estuarine section of the Nida River. Folia Quaternaria 91: 39–61. https://doi.org/10.4467/21995923FQ.23.003.19378

Kalicki T., Biesaga P., Przepióra P., Grys M., Maturlak M., Biegalska I. 2024a. A record of human activity and cultural changes in the Nida river valley (central Poland) during the Roman period. Abstract book 18th Conference of Environmental Archaeology. Univerzita Hradec Králové, Muzeum východních Čech, Hradec Králové: 32–33.

Kalicki T., Biesaga P., Przepióra P., Grys M., Maturlak M., Biegalska I. 2024b. Zapis działalności człowieka i zmian kulturowych w dolinie Nidy (środkowa Polska) w okresie wpływów rzymskich. I Ogólnopolska Konferencja Naukowa „Geośrodowisko – Klimat, Przyroda, Człowiek", Zakład Badań Geośrodowiska, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. Stanisława Leszczyckiego PAN, Kraków: 26–27.

Kalicki T., Frączek M., Przepióra P., Kusztal P., Kłusakiewicz E., Malęga E. 2019a. Late Quaternary geomorphology and geoarchaelogy in the rivers of the Holy Cross Mountains region, Central Europe. Quaternary Research 91(2): 584–599. https://doi.org/10.1017/qua.2018.55

Kalicki T., Krupa J., Pawłowski D., Petr L. 2016. Holocene palaeomeander Łaziska 2, [w:] Kalicki T., Frączek M., Przepióra P. (red.), Evolution of river valleys in Central Europe – Field Guide, Kielce: 86–87.

Kalicki T., Przepióra P., Aksamit M., Frączek M., Kłusakiewicz E., Grzeszczyk P. 2019b. Forming and disappearance of small retention system in the postindustrial area – case study from the central section of the Kamionka river valley (Central Poland) since the 18th century. Acta Geobalcanica 5(1): 29–34. https://doi.org/10.18509/AGB.2019.04

Kalicki T., Przepióra P., Kusztal P., Chrabąszcz M., Fularczyk K., Kłusakiewicz E., Frączek M. 2020. Historical and present-dayhuman impact on fluvial systems in the Old-Polish Industrial District (Poland). Geomorphology 367: 1–16. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107062

Kalicki T., Przepióra P., Frączek M., Fualrczyk K., Żurek K., Pabian G., Podrzycki Ł. 2021. Przystanek 5. Lessy i muły antropogeniczne w Dołach Biskupich, [w:] Fijałkowska-Mader A., Szadkowska K. (red.), Atrakcje turystyczne gminy Kunów. Przewodnik po ścieżce geoedukacyjnej „Dolina Świśliny". Stowarzyszenie Witulin nad Świśliną, PIG, Kielce: 58–66.

Kalicki T., Przepióra P., Kusztal P., Fularczyk K., Houbrechts G. 2023. Microscale iron spherules as a trace of metallurgical activity in Old-Polish Industrial District river valleys. Miscellanea Geographica 27(3): 1–7. https://doi.org/10.2478/mgrsd-2023-0008

Klatka T. 1958. Muły antropogeniczne doliny Świśliny i ich dynamiczna interpretacja. Łódzkie Towarzystwo Naukowe, Wydz. III 54: 165–187.

Klimek K. 1988. An early anthropogenic alluvialion in the Subcarpathian Oświęcim Basin, Poland. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences 36(2): 159–169.

Klimek K. 1996. Aluwia Rudy jako wskaźnik 1000-letniej degradacji Płaskowyżu Rybnickiego, [w:] Kostrzewski A. (red.), Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych, tom II: 155–166. Uniwersytet Adama Mickiewicza w Poznaniu, Poznań.

Klimek K. 2003. Sediment transfer and storage linked to Neolithic and Early Medieval soil erosion in the Upper Odra Basin, southern Poland, [w:] Howard A.J., Macklin M.G., Passmore D.G. (red.), Alluvial archaeology in Europe. Balkema, Rotterdam: 251–259.

Klimek K., Malik I., Owczarek P., Zygmunt E. 2003. Climatic and human impact on episodic alluviation in small mountain valleys, The Sudetes. Geographia Polonica 76(2): 55–64.

Klimek K., Zawilińska L. 1985. Trace elements in alluvia of the upper Vistula as indicators of palaeohydrology. Earth Surface Processes and Landforms 10: 273–280. https://doi.org/10.1002/esp.3290100309

Kondracki J. 1977. Regiony fizycznogeograficzne Polski. Wydawnictwo Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa.

Korczyńska-Cappenberg M., Nowak M., Mueller-Bieniek A., Wilczyński J., Pospuła S., Wertz K., Kalicki T., Biesaga P., Szwarczewski P., Kapcia M., Cappenberg K., Wacnik A., Moskal-del Hoyo M. 2023. Middle Neo-

lithic agricultural and land-use models in southern Poland: A case-study of the long-term settlement in Mozgawa. The Holocene 33(6): 619–635. https://doi.org/10.1177/09596836231157065

Kowalski B. 2002. Geneza układu sieci rzecznej w Górach Świętokrzyskich, [w:] Ciupa T., Kupczyk E., Suligowki R. (red.), Obieg wody w zmieniającym się środowisku. Prace Instytutu Geografii Akademii Świętokrzyskiej im. Jana Kochanowskiego w Kielcach 7, Kielce: 315–351.

Krupa J. 2013. Naturalne i antropologiczne procesy kształtujące dno doliny Czarnej Nidy w późnym vistulianie i holocenie. Folia Quaternaria 81: 5–156.

Krupa J. 2015. Natural and anthropogenic channel pattern changes in the mid-mountain valley during the Late Glacial and Holocene, Polish Uplands. Quaternary International 370: 55–65. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.12.045

Litt T. 1992. Investigations on the extent of the Early Neolithic settlement in the Elbe-Saale region and on its influence on the natural environment, [w:] Frenzel B. (red.), Evaluation of land surfaces cleared from forests by prehistoric man in Early Neolithic times and the time of migrating Germanic tribes. Paläoklimaforschung 8, Special Issue: ESF Project European Palaeoclimate and Man 3: 83–91.

Łądkiewicz K., Wszędyrówny-Nast M., Jaśkiewicz K. 2017. Porównanie różnych metod oznaczania zawartości substancji organicznej. Przegląd Naukowy – Inżynieria i Kształtowanie Środowiska 26(1): 99–107. https://doi.org/10.22630/PNIKS.2017.26.1.09

Macklin M.G., Passmore D.G., Rumsby B.T. 1992. Climatic and cultural signals in Holocene alluvial sequences: The Tyne basin, Northern England, [w:] Needhan S., Macklin M.G. (red.), Alluvial Archaeology in Britain. Oxbow Monograph 27: 123–139.

Marchetti M. 2002. Environmental changes in the central Po Plain (Northern Italy) due to fluvial modifications and anthropogenic activities. Geomorphology 44(3–4): 361–373. https://doi.org/10.1016/S0169-555X(01)00183-0

Mäckel R., Zollinger G. 1995. Holocene river and slope dynamics in the Black Forest and Upper Rhine Lowlands under the impact of man, [w:] Hagedorn J. (red.), Late Quaternary and present-day fluvial processes in Central Europe. Zeitschrift für Geomorpholgie, Supplementband 100: 89–100.

Michno A. 2013. Age and lithological diversity of floor sediments in the Lower Nidzica Valley in the Małopolska Upland (Southern Poland). Zeitschrift für Geomorphologie 57(1): 111–135. https://doi.org/10.1127/0372-8854/2012/0094

Orzechowski S. 2007. Zaplecze osadnicze i podstawy surowcowe starożytnego hutnictwa świętokrzyskiego. Kieleckie Towarzystwo Naukowe, Kielce.

Orzechowski S. 2013. Region żelaza: Centra hutnicze kultury przeworskiej. Wydawnictwo Uniwersytetu Jana Kochanowskiego w Kielcach.

Pastre J.F., Cecchini M., Dietrich A., Fontugne M., Gauthier A., Kuzucuoglu C., Leroyer C., Limondin N. 1991. L'évolution Holocene des fonds de vallées au Nord-Est de la région parisienne (France). Physio-Géo 22/23: 109–115.

Przepióra P. 2021. Subatlantyckie przemiany zlewni Kamionki na Wyżynie Kieleckiej, [w:] Kalicki T. (red.), Geografia–Geoarcheologia, Monografie, T. 1. Ośrodek Badań Europy Środkowo-Wschodniej, Kielce–Białystok.

Przepióra P., Kalicki T. 2024. Sedimentological and geochemical traces of metallurgical activity in the Świślina River valley (Central Poland) at the Doły Biskupie site. Quaternary Research, First View: 1–11. https://doi.org/10.1017/qua.2023.61

Przepióra P., Kalicki T., Grys M., Maturlak M., Biegalska I., Zubek K., Podrzycki Ł. 2023. Microscale iron spherules as a trace of former metallurgical activity in Biała Nida and Czarna Nida River valleys (Holy Cross Mts., Poland) – preliminary results, [w:] Dubjelova N., Ivanov M. (red.), Sbornik abstraktu 28. Kvarter, Ustav geologickych ved PrF MU a Ceska geologicka spolecost, Brno: 25.

Przepióra P., Kalicki T., Houbrechts G. 2022. Makro- i mikrożużle w aluwiach równiny zalewowej Kamionki koło Jędrowa (Góry Świętokrzyskie) jako wskaźnik dawnej działalności metalurgicznej. Landform Analysis 41: 69–83. https://doi.org/10.12657/landfana-041-005

Przychodni A. 2002. Ośrodek starożytnej metalurgii żelaza nad Nidą, [w:] Orzechowski S. (red.), Hutnictwo świętokrzyskie oraz inne centra i ośrodki starożytnego hutnictwa żelaza na ziemiach polskich. Kielce: 45–60.

Przychodni A. 2006. Starożytne hutnictwo nad Nidą jako potencjalna enklawa świętokrzyskiego centrum dymarskiego, [w:] Orzechowski S., Suliga I. (red.), 50 lat badań nad starożytnym hutnictwem świętokrzyskim. Archeologia – Metalurgia – Edukacja, Kielce: 103–123.

Radwan M.W. 1963. Rudy, kuźnice i huty żelaza w Polsce. Warszawa.

Reimer P., Austin W., Bard E., Bayliss A., Blackwell P., Bronk Ramsey C., Butzin M., Cheng H., Edwards R., Friedrich M., Grootes P., Guilderson T., Hajdas I., Heaton T., Hogg A., Hughen K., Kromer B., Manning S., Muscheler R., Palmer J., Pearson C., van der Plicht J., Reimer R., Richards D., Scott E., Southon J., Turney C., 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(4): 725–757. https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41

Richardeau C. 1977. Distribution des sphérules magnéticues provenant de la sidérurgie liégeoise. Bulletin de la Société géographique de Liège 13: 155–165.

Rutkiewicz P., Malik I., Wistuba M., Osika A. 2019. High concentrations of charcoal hearth remains as legacy of historical ferrous metallurgy in Southern Poland. Quaternary International 512: 133–143. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.04.015

Solon J., Borzyszkowski J., Bidłasik M., Richling A., Badora K., Balon J., Brzezińska-Wójcik T., Chabudziński Ł., Dobrowolski R., Grzegorczyk I., Jodłowski M., Kistowski M., Kot R., Krąż P., Lechnio J., Macias A., Majchrowska A., Malinowska E., Migoń P., Myga-Piątek U., Nita J., Papińska E., Rodzik J., Strzyż M., Terpiłowski S., Ziaja W. 2018. Physico-geographical mesoregions of Poland: Verificationand adjustment of boundaries on the basis of contemporary spatial data. Geographia Polonica 91(2): 143–170. https://doi.org/10.7163/GPol.0115

Steinhilber F., Beer J., Fröhlich C. 2009. Total Solar Irradiance during the Holocene. Geophysical Research Letters 36(19). https://doi.org/10.1029/2009GL040142

Steinhilber F., Abreu J.A., Beer J., Brunner I., Christl M., Fischer H., Heikkila U., Kubik P.W., Mann M., McCracken K.G., Miller H., Miyahara H., Oerter H., Wilhelms F. 2012. 9,400 Years of Cosmic Radiation and Solar Activity from Ice Cores and Tree Rings. Proceedings of the National Academy of Sciences 109: 5967–5971. https://doi.org/10.1073/pnas.1118965109

Zieliński J. 1965. Staropolskie Zagłębie Przemysłowe. Kieleckie Towarzystwo Naukowe, Ossolineum.

Zieliński T. 2014. Sedymentologia osadów rzek i jezior. Wydawnictwo Naukowe Uniwersytetu Adama Mickiewicza, Poznań.

http://geoportal.gov.pl [dostęp: 18.07.2024]

http://zabytek.pl [dostęp: 18.07.2024]

ACTA UNIVERSITATIS LODZIENSIS
Folia Geographica Physica 23, 2024: 19–26, https://doi.org/10.18778/1427-9711.23.02
KATEDRA GEOGRAFII FIZYCZNEJ
Uniwersytet Łódzki

Bernard Cedro[1] • Przemysław Sztajner[1] • Robert Woziński[1,2] • Stanisław Musielak[1] Weronika Ceglarek[3,1] • Andrzej Osadczuk[1] • Krystyna Osadczuk[1]

[1] *Uniwersytet Szczeciński, Instytut Nauk o Morzu i Środowisku*
[2] *Uniwersytet Szczeciński, Muzeum Geologiczne*
[3] *Szkoła Doktorska Uniwersytetu Szczecińskiego*

E-mail: *bernard.cedro@usz.edu.pl; przemyslaw.sztajner@usz.edu.pl; muzeum@usz.edu.pl; stanislaw.musielak@usz.edu.pl weronika.ceglarek@usz.edu.pl; andrzej.osadczuk@usz.edu.pl; krystyna.osadczuk@usz.edu.pl*

C O P E
Member since 2021
JM15101

Kule szczecińskie i nieregularne konkrecje wapienno-żelaziste ze zbiorów Muzeum Geologicznego Uniwersytetu Szczecińskiego i ich znaczenie dla rekonstrukcji warunków sedymentacji w morzu oligoceńskim okolic Szczecina – wstępne wyniki

The Szczecin spherules and irregular lime-ferrous concretions from the collections of the Geological Museum of the University of Szczecin and their significance for the reconstruction of sedimentation conditions in the Oligocene sea of the Szczecin area – preliminary results

Zarys treści Kule szczecińskie oraz nieregularne konkrecje wapienno-żelaziste były powszechnie spotykane w piaskach szczecińskich związanych z transgresją morską podczas dolnego oligocenu (rupel). Wychodnie tych utworów znane są z licznych wystąpień w obrębie glacitektonicznie zaburzonych osadów czwartorzędowych okolic Szczecina, a zwłaszcza we Wzgórzach Warszewskich. Konkrecje wapienno-żelaziste, wraz z współwystępującą malakofauną oraz innymi szczątkami makroskopowymi, zawierają cenne informacje o warunkach środowiskowych panujących w morzu oligoceńskim, a także o warunkach powstawania samych konkrecji.

Słowa kluczowe Oligoceńskie piaski szczecińskie, konkrecje węglanowo-żelaziste, kule szczecińskie.

Abstract The Szczecin spherules and irregular lime-ferrous concretions were commonly found in the Szczecin sands associated with the marine transgression during the Lower Oligocene (Rupelian). Outcrops of these formations are known from numerous occurrences within the glaciotectonically disturbed Quaternary sediments of the Szczecin area, especially in the Warszewskie Hills. The lime-ferrous concretions, together with the co-occurring malacofauna and other macroscopic remains, contain valuable information on the environmental conditions prevailing in the Oligocene sea, as well as on the conditions of formation of the concretions themselves.

Keywords Oligocene Szczecin sands, carbonate-iron concretions, the Szczecin spherules.

1. Wprowadzenie

Kule Szczecińskie (*Stettiner Kugeln*) to konkrecje piaskowców wapienno-żelazistych (syderytowych), często o idealnie kulistych kształtach, o średnicy od kilku do kilkunastu centymetrów. Niekiedy konkrecje osiągają rozmiary dochodzące nawet do około jednego metra. Występują w osadach oligoceńskich i są opisywane w literaturze od połowy XIX wieku (von Koenen 1867; Deecke 1907; Sindowski 1936).

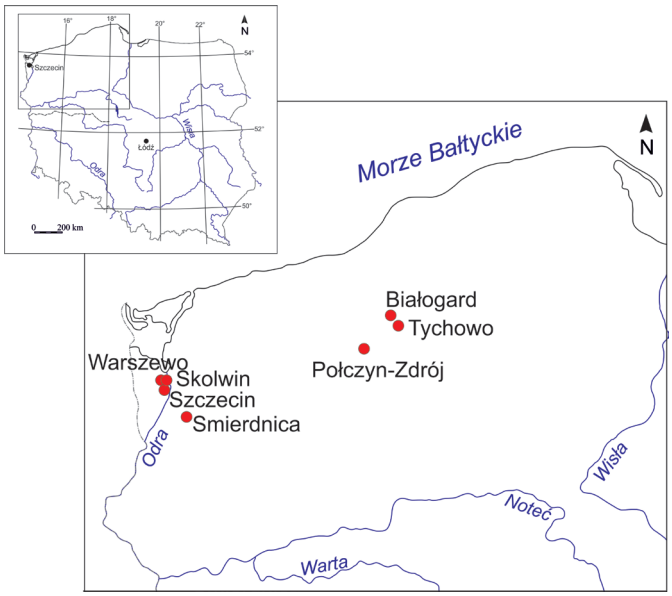
Oligocen w rejonie Szczecina reprezentują iły septariowe, iłowce i piaski glaukonitowe reprezentujące oligocen dolny oraz piaski kwarcowe, zwane też piaskami szczecińskimi, zaliczane przez Dobrackiego (1982) i Schiewe i in. (2023) do oligocenu górnego, w obrębie których występują kule szczecińskie. Wcześniej Deecke (1907) podzielił oligocen na trzy piętra: dolny oligocen, który reprezentują piaski bursztynowe, środkowy oligocen reprezentowany przez iły septariowe oraz górny oligocen wykształcony jako piaski mikowe. Sindowski (1936) podzielił iły septariowe na dolne (niebieskie) oraz górne (fioletowe). Opisując piaski szczecińskie, zalegające w stropie iłów septariowych górnych stwierdził, że są barwy szarozielonej, gdyż zawierają glaukonit, a ponadto wykazują cechy słabobitumiczne i zawierają lepiszcze syderytowe. Większość późniejszych opracowań oligocenu w tym rejonie opierała się na wynikach badań mikrofaunistycznych mułowców i iłowców pochodzących z wierceń (Gortyńska 1962;

Original article; Received: 27.08.2024; Revised: 6.09.2024; Accepted: 16.09.2024
© by the author, licensee University of Lodz – Lodz University Press, Lodz, Poland. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution license CC BY-NC-ND 4.0 (https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/)

Wolańska 1962; Woźny 1962; Odrzywolska-Bieńkowa 1967; Ciuk 1972; Odrzywolska-Bieńkowa i in. 1978; Odrzywolska-Bieńkowa 1983; Ciuk 1983). W wierceniach tych nie stwierdzono obecności piasków szczecińskich zawierających konkrecje wapienno-żelaziste. Informacje o obecności oligoceńskich piasków kwarcowych z kulami szczecińskimi pojawiają się jednak w wielu pracach: Kociszewska-Musiałowa i Kosmowska-Ceranowicz (1969), Gaemers (1981), van den Bosch (1981), Dobracki (1982), Jakubowski (1983), Cadee i Janssen (1984), Reich (2002), Cedro i Sztajner (2005), Maciąg i Sztajner (2013), Mizerski (2017), Zawadzki (2018) oraz Schiewe i in. (2023).

Osady oligoceńskie północno-zachodniej Polski tworzyły się w warunkach transgresji z obszaru ówczesnego Morza Północnego, stanowiącego ważną składową wschodniego regionu protoatlantycko-borealnego (Harzhauser i in. 2002).

Piaski szczecińskie nie występują *in situ*, znane są przede wszystkim z dość licznych, lecz niewielkich wystąpień powierzchniowych we Wzgórzach Warszewskich (rys. 1, 2), gdzie występują w formie wkładek, często z kulami szczecińskimi, w obrębie zaburzonych glacitektonicznie iłów dolnooligoceńskich (Dobracki 1982). Poza Wzgórzami Warszewskimi piaski oligoceńskie zostały nawiercone w strefie zachodniego podnóża Wzgórz Bukowych, gdzie występują na głębokości od ok. 90 do 110 m (Schiewe i in. 2023). Opisano je również w stanowiskach na południe od Szczecina, gdzie są także związane z zaburzeniami glacitektonicznymi (Kociszewska-Musiałowa i Kosmowska-Ceranowicz 1969; Gaemers 1981; Jakubowski 1983, 1996). Jakubowski (1983, 1996) zebrał z tego stanowiska i częściowo opracował bardzo obfitą malakofaunę, znaleziska rybich otolitów przebadał Geamers (1981), a zębów rekinów van den Bosch (1981). Wyniki badań faunistycznych z Siadła Górnego, w nawiązaniu do stanowisk rupelskich osadów morskich z Belgii i Holandii, sugerują zdaniem Geamersa (1981), van den Boscha (1981) oraz Jakubowskiego (1983), że piaski z Siadła Górnego są wiekowo starsze od piasków szczecińskich znanych z wystąpień we Wzgórzach Warszewskich i reprezentują początek cyklu rupelskiej transgresji morza. Iły septariowe błękitne i fioletowe wyróżnione przez Sindowskiego (1936) wskazują na kulminację cyklu i wyższy poziom morza, a piaski szczecińskie są już związane z wypłyceniem morza pod koniec tego cyklu.



Rys. 1. Lokalizacja stanowisk z udokumentowanymi kulami szczecińskimi oraz nieregularnymi konkrecjami węglanowo-żelazistymi według Deecke (1907) – uzupełnione

Fig. 1. Location of sites with documented Szczecin spherules and irregular lime-ferrous concretions according to Deecke (1907) – changed

Rys. 2. Kule szczecińskie i nieregularne konkrecje węglanowo-żelaziste w odsłonięciach zlokalizowanych we Wzgórzach Warszewskich, występujące niekiedy w sąsiedztwie glacitektonicznego kontaktu z iłami septariowymi (fot. B. Cedro)

Fig. 2. The Szczecin spherules and irregular lime-ferrous concretions in outcrops located in Warszewskie Hills, occured in the vicinity of glacicetnonic situations with septarian clays (photo by B. Cedro)

2. Materiały i metody badań

Kolekcja konkrecji piaskowców wapienno-żelazistych, w tym także kul szczecińskich, zgromadzona w Muzeum Geologicznym Uniwersytetu Szczecińskiego pochodzi z kiku źródeł. Pierwotnie były to dary pracowników Instytutu Nauk o Morzu, pozyskane we wczesnych latach 90. XX wieku z istniejących wówczas odsłonięć piasków szczecińskich (rys. 3). Znaczną część, zwłaszcza dużych konkrecji, przekazał do zbiorów muzealnych Pan Walery Kościuszkiewicz, pasjonat geologii, który pozyskiwał je z najbliższych okolic Szczecina, a szczególnie z naturalnych odsłonięć występujących w dolince Skolwinki (Żółwinki), rozcinającej wschodnie stoki Wzgórz Warszewskich. Wreszcie do zbiorów muzeum uniwersyteckiego trafiły również okazy, które były gromadzone w istniejącym od 1913 r. *Das Städtische Museum Stettin*. Siedziba tego muzeum przetrwała szczęśliwie czasy II Wojny Światowej, lecz znaczna część jego zbiorów została rozproszona. W utworzonym 1 sierpnia 1945 r. Muzeum Miejskim w Szczecinie (od 1970 r. Muzeum Narodowe w Szczecinie) zachowała się jednak część przedwojennych zbiorów geologicznych, dość często wraz z oryginalnymi metryczkami, gdzie pozostawała w magazynach tej placówki do początków XXI wieku. Gdy Muzeum Geologiczne Uniwersytetu Szczecińskiego uzyskało nowe pomieszczenia magazynowe, ówczesny kierownik muzeum dr Bernard Cedro podjął z sukcesem starania o przejęcie części zbiorów geologicznych z Muzeum Narodowego, na zasadzie umowy długoterminowego wypożyczenia, w celu ich skatalogowania oraz wykorzystania w badaniach naukowych (Zawadzki 2018). Okazało się wówczas, że część kul szczecińskich pochodzi ze zbiorów zgromadzonych przed wojną przez nauczyciela Karla Rosta ze szkoły w Tychówku (niem. *Woldisch Tychow*). Z zachowanych metryczek wynika, że są to kule znajdowane w okolicach Tychowa i Połczyna. Dzięki wypożyczonym zbiorom uniwersytecka kolekcja konkrecji piaskowców wapienno-żelazistych wzbogaciła się o okazy przedwojenne, które w szczególności można było wykorzystać do opisu fauny górnego oligocenu okolic Szczecina (Cedro i Sztajner 2005).

Okazy z uniwersyteckiej kolekcji oligoceńskich konkrecji pochodzących z piasków szczecińskich dostarczyły nowych danych dotyczących ich składu faunistycznego, a także posłużyły do określenia warunków sedymentacji morskich osadów okolic Szczecina, datowanych na dolną część oligocenu – rupel (33,9–27,82 mln lat wg International Commission on Stratigraphy z września 2023 r.).

W badaniach zmierzających do rekonstrukcji warunków sedymentacji osadów zostały wykorzystane przede wszystkim duże, nieregularne konkrecje bogate w materiał muszlowy. Na tych okazach przeprowadzono pomiary orientacji dłuższej osi wybranych gatunków ślimaków oraz łódkonogów w celu stwierdzenia, czy w obrębie nagromadzeń fauny istnieje ukierunkowanie, które mogłoby świadczyć o okresowej działalności prądowych lub innych procesów prowadzących do uporządkowania ich rozmieszczenia (Maciąg i Sztajner 2013).

Ponadto, rozbite konkrecje kuliste (rys. 3), a także większe konkrecje o nieregularnych kształtach stały się podstawą do stworzenia listy rozpoznanych taksonów fauny zachowanej w piaskach szczecińskich.

Rys. 3. Kule szczecińskie ze zbiorów Muzeum Uniwersytetu Szczecińskiego (fot. B. Cedro)

Fig. 3. The Szczecin spherules from the collections of the Geological Museum of the University of Szczecin (photo by B. Cedro)

3. Cechy morfologiczne konkrecji i przyczyny ich zróżnicowania

Konkrecje piaskowców wapienno-żelazistych nie zawsze mają kształt idealnie kulisty. Występują wśród nich zarówno idealne kule (rys. 4), jak i konkrecje elipsoidalne, a niekiedy o wyglądzie zbliżonym do kształtu orzeszka ziemnego (rys. 5). Wszystkie z nich osiągają przeważnie

Rys. 4. Przykład konkrecji o idealnym kulistym kształcie (ze zbiorów MGUS; fot. M.M. Nakoniczewski)

Fig. 4. The example of concentrion with perfect shperical shape (from the collection of Geological Museum of the University of Szczecin; photo by M.M. Nakoniczewski)

Rys. 5. Przykłady rozbitych konkrecji o kształcie orzeszka ziemnego (ze zbiorów MGUS; fot. P. Sztajner)

Fig. 5. The example of broken peanut-shaped spherules (from the collection of Geological Museum of the University of Szczecin; photo by P. Sztajner)

rozmiary rzędu kilku do kilkunastu centymetrów, a sporadycznie spotyka się konkrecje kuliste o średnicach większych od ok. 20 cm (rys. 6). Wewnątrz kul szczecińskich, co widać po ich przełamaniu, bardzo często występują skamieniałości małży, ślimaków, a także zęby rekinów (rys. 3). Wiele z nich wykazuje również budowę koncentryczną widoczną w obrazie makroskopowym. Ponadto, w piaskach szczecińskich spotyka się znacznie większe konkrecje o kształcie nieregularnych brył lub bochenkowatych soczew piaskowca wapnisto-żelazistego z większymi, często warstwowymi nagromadzeniami skamieniałości, głównie ślimaków i małży (rys. 7).

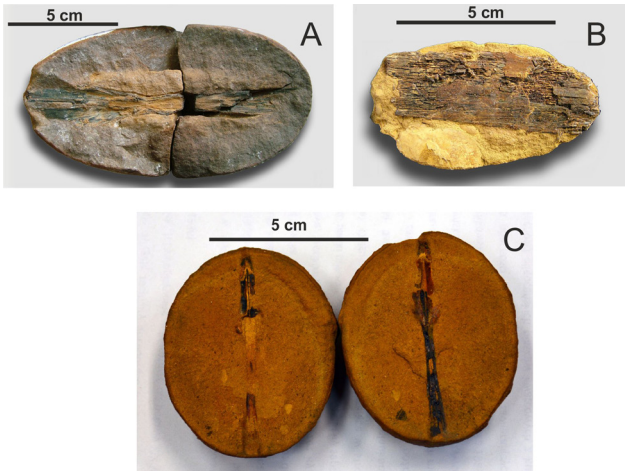
Rys. 6. Największa kula szczecińska w zbiorach MGUS (dar W. Kościuszkiewicza; fot. R. Woziński)

Fig. 6. The largest of the Szczecin spherules from the collection of Geological Museum of the University of Szczecin (gift from W. Kościuszkiewicz; photo by R. Woziński)

Rys. 7. Konkrecja w kształcie nieregularnej bryły z nagromadzeniem skamieniałości malakofauny (ze zbiorów MGUS; dar W. Kościuszkiewicza; fot. B. Cedro)

Fig. 7. The Szczecin shperules in the shape of an irregular block with an accumulation of malacofauna fossils (from the collection of Geological Museum of the University of Szczecin; gift from W. Kościuszkiewicz; photo by B. Cedro)

Z badań cech morfologicznych konkrecji przełamanych o niewielkich rozmiarach wynika, że ich kształt zależy w głównej mierze od rodzaju skamieniałości stanowiącej ich jądro. Wewnątrz idealnie kulistych konkrecji występują zazwyczaj pojedyncze okazy muszli ślimaków oraz małży, a czasami także pojedyncze zęby rekinów (rys. 3). Jeżeli jednak jądro konkrecji było podłużne, np. wydłużona kość ryby, to powstawały konkrecje o kształcie elipsoidalnym (rys. 8). Zdarzają się również konkrecje o kształcie orzeszka ziemnego, gdy narastały wokół dwóch blisko leżących szczątków makroskopowych, np. muszli małży (rys. 5). Natomiast duże, często nieregularne konkrecje są zawsze związane z nagromadzeniami większej ilości małży i ślimaków oraz innych makroszczątków fauny (rys. 7).

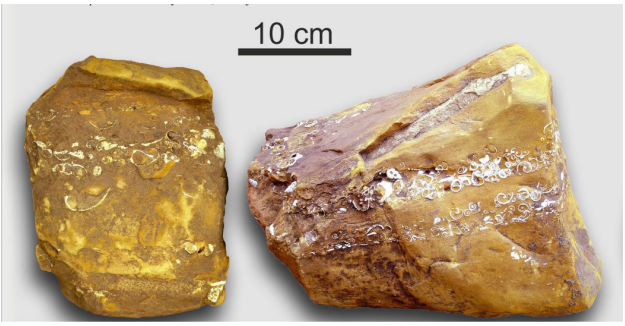


Rys. 8. Konkrecje o kształcie elipsoidalnym z jądrami kości ryb (A – ze zbiorów Muzeum Narodowego w Szczecinie; B – ze zbiorów MGUS; dar Ł. Maciąga; fot. P. Sztajner) oraz kolcem płaszczki (C – ze zbiorów MGUS; fot. B. Cedro)

Fig. 8. Ellipsoidal concretions with fish remains (A – from the collections of the National Museum in Szczecin; B – from the collection of Geological Museum of the University of Szczecin; gift from Ł. Maciąg; photo by P. Sztajner) and with a spike of ray (C – from the collections of Geological Museum of the University of Szczecin; photo by B. Cedro)

Wyróżnione powyżej cechy morfologiczne konkrecji są najprawdopodobniej związane z mechanizmem oraz warunkami w jakich się one rozwijały. Jak wiadomo, w niezwietrzałych skałach osadowych żelazo może występować w czterech formach: wodorotlenkowej, węglanowej, krzemianowej (leptochloryty) oraz siarczkowej (Narębski 1957). Wzajemny stosunek ilościowy wymienionych form żelaza zależy od potencjału oksydacyjnego (*Eh*) i kwasowości (*pH*) środowiska, na który decydujący wpływ ma zawartość substancji organicznej występującej w osadzie (Krumbein i Garrels 1952). Badania współczesnych zbiorników morskich wykazały, że w przypadku drobnoziarnistych osadów zasobnych w materię organiczną występuje zjawisko przybierania ujemnej wartości potencjału oksydacyjnego. Jest to związane z bakteryjnym rozkładem substancji organicznych, przy jednoczesnym pochłanianiu O_2 i wydzielaniu się CO_2, H_2S, NH_3 oraz innych gazów (Narębski 1957; Dziubińska 2005; Leonowicz 2007). W warunkach akumulacji piasków szczecińskich, na powierzchnię drobnoziarnistego osadu klastycznego dostawały się obumarłe organizmy lub ich szczątki makroskopowe z substancją białkową. Były to najczęściej węglanowe muszle małży i ślimaków, ale także inne szczątki organiczne. We wczesnej fazie diagenezy, w warunkach gdy w osadzie była obecna substancja złożona z białek (części miękkie organizmów), w efekcie jej rozkładu wydzielał się amoniak (NH_3), który łączył się z wodą. Powstawała wówczas zasada amonowa NH_3OH, tworząca środowisko zasadowe (podwyższa się *pH* środowiska). W konsekwencji następowała szybka krystalizacja węglanów, szczególnie w najbliższym sąsiedztwie rozkładającej się materii organicznej, gdyż działał proces polegający na wyrównywaniu stężenia jonów w osadzie. Proces ten trwał tak długo, dopóki istniało źródło środowiska zasadowego, czyli rozkładająca się materia organiczna. Trzeba jednak zaznaczyć, że proces cementacji luźnego piasku węglanem mógł rozwijać się tylko w warunkach redukcyjnych wokół rozkładającego się ciała, ale także w warunkach braku bardziej intensywnych ruchów wody przy dnie, powodujących mieszanie osadów. Dodatkowo, warunki redukcyjne powodowały, że występujące w osadzie jony F^{3+} były redukowane do Fe^{2+}, który po połączeniu z jonami HCO_3^- daje $FeCO_3$, czyli syderyt, cementujący materię drobnopiaszczystą wokół rozkładającej się materii organicznej (Lis i in. 2022). Precyzyjny model powstawania konkrecji węglanowo-piaszczystych z osadów oligoceńskich okolic Szczecina zostanie zaprezentowany dopiero po wykonaniu bardziej zaawansowanych analiz geochemicznych.

W wyniku działania opisanego procesu chemogenicznego, w obrębie drobnoziarnistej skały klastycznej rozwijały się konkrecje węglanowo-piaszczyste o kształtach kulistych, w których jądrze występują pojedyncze, makroskopowe szczątki organiczne (rys. 3). Jednakże często jednoczesny rozkład substancji organicznej obejmował większe zgrupowanie organizmów, np. małży i ślimaków i wówczas rozwijały się konkrecje o nieregularnych kształtach i zwykle znacznie większe (rys. 3 i 9), osiągające niekiedy nawet ponad 1,5 m.



Rys. 9. Fragmenty dużych konkrecji o nieregularnych kształtach z warstwami nagromadzeń skamieniałości (ze zbiorów MGUS; dar W. Kościuszkiewicza; fot. P. Sztajner)

Fig. 9. Remains of large irregularly shaped concretions with layers of accumulation of fossil (from the collection of Geological Museum of the University of Szczecin; gift from W. Kościuszkiewicz; photo by P. Sztajner)

4. Cechy tafonomiczne większych nagromadzeń fauny w obrębie nieregularnych konkrecji piaskowców wapienno-żelazistych

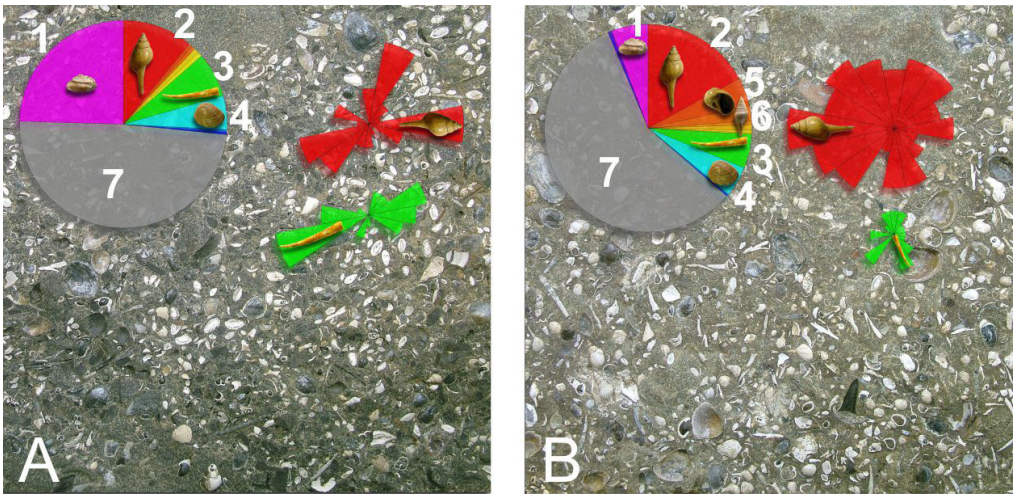
Pierwsze wyniki badań dotyczące charakterystyki pośmiertnego transportu fauny oligoceńskiej zawartej w piaskowcach szczecińskich zaprezentowali Maciąg i Sztajner (2013). W tym artykule przedstawiono rozszerzone wyniki drugiego z tych autorów, uzyskane z badań dużych brył piaskowca, w obrębie których stwierdzono występowanie, często bardzo licznej malakofauny, a także makroszczątków innych organizmów. Badania te zostały przeprowadzone na okazach pochodzących ze Wzgórz Warszewskich, stanowiących dar W. Kościuszkiewicza.

Maciąg i Sztajner (2013) udokumentowali, że w obrębie nagromadzeń muszli występuje niekiedy wyraźne ukierunkowanie wydłużonych muszli, które może wskazywać na segregacyjny wpływ falowania i prądów przydennych. Oczywiście w okazach pobranych z warstw zaburzonych glacitektonicznie nie można odnosić wyróżnionych kierunków działania prądów do stron świata. Wskazują one jedynie na obecność procesów prowadzących do segregacji materiału muszlowego.

Wyniki rozmiarów oraz orientacji muszli pokazują, że w poszczególnych warstwach skamieniałości są dobrze wysegregowane pod względem wielkości. W warstwach, w obrębie których zdecydowanie przeważają okazy o średniej wielkości, zauważa się sytuacje, gdy ich orientacja jest wyraźnie ukierunkowana, szczególnie w wypadku taksonów o wyraźnie dłuższej osi, np. ślimaków *Vagantospira villana* oraz łódkonogów *Scaphopoda* (rys. 10A). Wskazuje to na wyraźną orientację, spowodowaną zapewne działalnością falowania i przydennych prądów o dość sporej energii. Zdarzają się jednak warstwy, w których okazy średniej wielkości o wyraźnie dłuższej osi nie wykazują orientacji prądowej (rys. 10B), co oznacza, że zostały one zdeponowane w warunkach niskoenergetycznych.

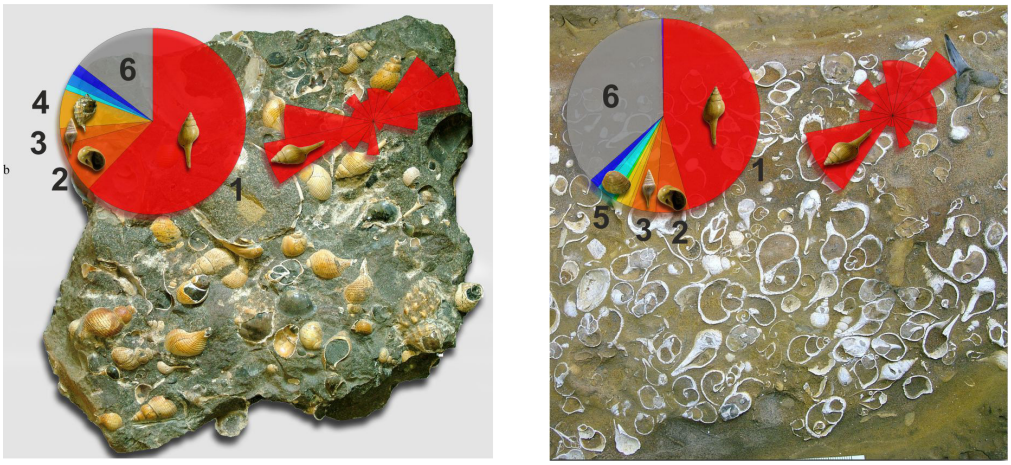
W wypadku nagromadzeń z dużymi okazami malakofauny, z reguły występuje bimodalna orientacja muszli o wyraźnie dłuższych osiach (rys. 11). Z analizy przebadanych nagromadzeń i ich orientacji wynika, że skład

taksonomiczny warstw zależy w dużym stopniu od energii fal lub prądów. W warunkach słabszej energii, podczas której nie dochodzi do wyraźnego ukierunkowania muszli o wydłużonych kształtach, gromadzone były przede wszystkim drobniejsze szczątki, w tym wiele nieoznaczalnych, a także dość spore, ale cienkie ktenoidalne łuski ryb oraz cienkoskorupowe mięczaki, takie jak: *Scaphanger crenistria* czy niektóre *Pectinidae*. Natomiast w warunkach silnych prądów, gdy dochodzi do wyraźnego ukierunkowania wydłużonych muszli, gromadziły się prawie same najmasywniejsze muszle ślimaków i małży, w tym zwłaszcza *Galeodea depressa*, *Sigatica hantoniensis* i *Pygocardia quadratea*. Ślimaki *Vagantospira villama* powszechnie występowały we wszystkich nagromadzeniach skamieniałości, niezależnie od klas wielkości malakofauny.



Rys. 10. Diagramy kołowe przedstawiające procentowy udział dominujących taksonów w warstwach nagromadzeń skamieniałości z przewagą okazów średniej wielkości oraz diagramy polarne obrazujące ukierunkowanie *Vagantospira villana* (wykres czerwony) oraz łódkonogów (wykres zielony)
1 – otolity, 2 – *Vagantospira villana*, 3 – *Scaphoda*, 4 – *Nucula comta*, 5 – *Naticidae*, 6 – *Turridae*, 7 – nieoznaczone

Fig. 10. Diagrams showing the percentage of dominant taxa in the layers of fossil accumulations with a predominance of medium-sized specimens and polar diagrams showing the orientation of *Vagantospira villana* (red diagram) and scaphopods (green diagram)
1 – otoliths, 2 – *Vagantospira villana*, 3 – *Scaphoda*, 4 – *Nucula comta*, 5 – *Naticidae*, 6 – *Turridae*, 7 – undetrmined



Rys. 11. Diagramy kołowe przedstawiające procentowy udział dominujących taksonów w warstwach nagromadzeń skamieniałości z przewagą dużych okazów oraz diagramy polarne obrazujące ukierunkowanie *Vagantospira villana* (wykres czerwony)
1 – *Vagantospira villana*, 2 – *Naticidae*, 3 – *Turridae*, 4 – *Nucula comta*, 5 – *Galeodea depressa*, 6 – nieoznaczone

Fig. 11. Diagrams showing the percentage of dominant taxa in the layers of fossil accumulation with a predominance large specimens and polar diagrams the orientation of *Vagantospira villana* (red diagram)
1 – *Vagantospira villana*, 2 – *Naticidae*, 3 – *Turridae*, 4 – *Nucula comta*, 5 – *Galeodea depressa*, 6 – undetrmined

5. Dyskusja i wnioski

Biorąc pod uwagę fakt, że szczecińskie wystąpienia rupelskich piasków z konkrecjami wapienno-żelazistymi oraz dość bogatą fauną morską występują zawsze w strukturach zaburzeń glacitektonicznych, to nie mamy oczywiście pewności czy są one związane z początkową, czy też końcową fazą rupelskiego cyklu transgresji morskiej. Jedynym wskaźnikiem wiekowym tych utworów mogą być zaawansowane badania faunistyczne, obejmujące różne grupy organizmów. Badania takie są prowadzone między innymi na okazach konkrecji, z których część pochodzi jednak z niekompletnych zbiorów niemieckich, a w konsekwencji nie mają większej wartości naukowej, przede wszystkim z powodu braków w opisie szczegółowej lokalizacji znalezisk.

Porównując listy taksonów malakofauny z Siadła Górnego oraz ze Wzgórz Warszewskich (piaski szczecińskie ze Skolwina) zaprezentowaną przez Jakubowskiego (1983), można przypuszczać, że z okolic Siadła Górnego lista ta jest znacznie bogatsza. Lista z osadów piaszczystych z Siadła Górnego obejmuje 45 gatunków ślimaków, 5 łódkonogów oraz 24 małżów (Jakubowski 1983). Natomiast w piaskach szczecińskich z okolic Skolwina, Jakubowski (1983) oznaczył 4 gatunki małży, 7 gatunków ślimaków oraz 1 łódkonogów (tab. 1). Nieco większą liczbę taksonów z piasków szczecińskich okolic Skolwina stwierdzili Maciąg i Sztajner (2013), przy czym były to organizmy znajdujące się w obrębie nagromadzeń występujących w nieregularnych konkrecjach wapienno-żelazistych (tab. 1).

Tabela 1. Lista taksonów małży i ślimaków oznaczona przez Jakubowskiego (1983) oraz Maciąga i Sztajnera (2013) w piaskach szczecińskich okolic Skolwina

Table 1. List of taxa of mussels and snails identified by Jakubowski (1983) and Maciąg and Sztajner (2013) in the sands of Szczecin near Skolwin

Autorzy oznaczeń *Authors of markings*	Ślimaki (*Gastropoda*) *Snails* (*Gastropoda*)	Liczba okazów *Number of specimens*	Małże (*Bivalvia*) *Mussels* (*Bivalvia*)	Liczba okazów *Number of specimens*
Jakubowski (1983)	*Sigatica hantoniensis*	3	*Nucula* (*Lamellinucula*) *comta*	2
	Streptochetus (*Strepto-lathyrus*) *exaratus*	1	*Hilberia delheidi*	4 fragm.
	Vagantospira villana	10	*Thyasira* (*Thyasira*) *obtusa*	2 fragm.
	Turris (*Fusiturris*) *duchasteli*	1	*Teredinidae sp.*	1
	Boreodrilla hoernesi	2		
	Actaeon philippi	1		
	Scaphander crenistria	1		
Maciąg, Sztajner (2013)	*Vagantospira villana*	399	*Nucula comta*	59
	Naticidae	56	*Nuculanidae*	42
	Turridae	34	*Pectinidae*	9
	Fasciolariidae	3	*Arctica rotundata*	2
	Galeodea depressa	9	*Leavicardium sp.*	2
	Aporrhais sp.	9	*Thyasira sp.*	10
	Scaphander crenistria	23	*Panopaea sp.*	1
	Eulimidae	5		

Wśród ślimaków najliczniej stwierdzanym gatunkiem jest *Vagantospira villana*, należąca do podrodziny *Fusininae* (*Fasciolariidae*, *Neogastropoda*), której żyjący przedstawiciele w większości ryją w luźnym osadzie (Beesley i in. 1998). Piaszczyste dno jest również środowiskiem życia większości pozostałych taksonów małży, ślimaków i łódkonogów (Cedro, Sztajner 2005). Warunki piaszczystego dna sprzyjały zasypywaniu zarówno pojedynczych osobników, jak i nagromadzeń materiału muszlowego wskutek działalności falowania oraz prądów litoralnych, szczególnie w warunkach sztormowej sedymentacji osadów.

Biorąc pod uwagę sam proces tworzenia się konkrecji wapienno-żelazistych można wnioskować, że musiał się on odbywać w czasie, gdy w pojedynczych muszlach lub ich nagromadzeniach obecne były jeszcze tkanki miękkie lub ich resztki. Bowiem tylko w takim przypadku mógł zachodzić opisany wyżej proces bakteryjnego rozkładu materii organicznej prowadzący w konsekwencji do formowania się cementacji węglanowej osadów. Proces ten może jednak zachodzić jedynie w warunkach beztlenowych, przy braku wyraźnego mieszania osadów drobnopiaszczystych pod wpływem ruchu wody związanym z falowaniem lub

obecnością prądów litoralnych. Z pewnością nie mógł on przebiegać w strefie przyboju, gdzie występuje bardzo silne mieszanie osadów.

A zatem stwierdzone sytuacje, gdy w obrębie nagromadzeń muszli malakofauny w nieregularnych konkrecjach węglanowo-żelazistych, występuje wyraźne ukierunkowanie dłuższych osi wybranych taksonów, co wskazuje na następujące warunki:

– transport muszli wraz z żyjącymi lub świeżo obumarłymi organizmami był związany z działalnością przydennych prądów litoralnych;
– transport muszli malakofauny, żyjącej często w powierzchniowej warstwie osadów dennych na dość znacznej głębokości strefy litoralnej (rzędu co najmniej kilkunastu do parudziesięciu metrów), musiał odbywać się pod wpływem falowania sztormowego, generującego silne prądy w strefie litoralnej;
– zapoczątkowanie procesu rozwoju konkrecji odbywało się po szybkim zasypaniu osadami piaszczystymi świeżo zdeponowanych nagromadzeń muszli;
– po zasypaniu warstwą osadów, pojedyncze muszle oraz nagromadzenia malakofauny znalazły się w warunkach redukcyjnych, sprzyjających rozwojowi konkrecji syderytowych.

Podziękowania

Badania dofinansowano ze środków Ministra Nauki w ramach Programu „Regionalna inicjatywa doskonałości" na lata 2024–2027 (nr RID/SP/0045/2024/01).

6. Literatura

Beesley P.L., Ross G.J.B., Wells A. (eds.) 1998. Mollusca the Southern Synthesis 2, Fauna of Australia 5. CSIRO Publishing, Melbourne: 1–563.

Cadee M.C., Janssen A.W. 1984. Glibertturricula vervoeneni gen. et sp. nov. (*Mollusca*, *Gastropoda*, *Turridae*), a common species from Rupelian deposits in Belgium and Poland. Mededelingen van de Werkgroep voor Tertiaire en Kwartaire Geologie 21(4): 179–191.

Cedro B., Sztajner P. 2005. Skamieniałości oligoceńskie Pomorza Zachodniego. Środowisko Przyrodnicze Wybrzeży Zatoki Pomorskiej i Zalewu Szczecińskiego (Borówka R.K., Musielak S., red.). Oficyna in Press, Szczecin, Poland, 2005: 34–37.

Ciuk E. 1972. Utwory paleogeńskie w rejonie szczecińskim. Przegląd Geologiczny 20(11): 498.

Ciuk E. 1983. Paleogen i podłoże mezozoiczne w otworze Goleniów IG-2 w Zielonczynie woj. szczecińskie. Przegląd Geologiczny 31(7): 415–420.

Deecke W. 1907. Geologie von Pommern. Verlag von Gebrüder Borntraeger, Berlin: 1–302.

Dobracki R. 1982. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Szczecin (228). Instytut Geologiczny, Warszawa: 1–119.

Dziubińska B. 2005. Konkrecje syderytowe z warstw z Majdanu w jednostce dukielskiej. Przegląd Geologiczny 53(3): 250–251.

Gaemers P.A.M. 1981. Fish otoliths from the Middle Oligocene of Siadło Górne near Szczecin, Poland and their stratigraphical importance. Mededelingen van de Werkgroep voor Tertiaire en Kwartaire Geologie 18(3): 109–126.

Gortyńska S. 1962. Kilka uwag o oligocenie w Polsce zachodniej. Kwartalnik Geologiczny 6(1): 125–132.

Harzhauser M., Piller W.E., Steininger F.F. 2002. Circum-Mediterranean Oligo-Miocene biogeographic evolution – the gastropods' point of view. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 183: 103–133.

Jakubowski G. 1983. Fauna oligoceńska okolic Szczecina. Przegląd Geologiczny 31(7): 428–430.

Kociszewska-Musiałowa G., Kosmowska-Ceranowicz B. 1969. Charakterystyka osadów w okolicy Przecławia na południe od Szczecina. Prace Muzeum Ziemi 16: 337–353.

Krumbein W.C., Garrels R.M. 1952. Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation-reduction potentials. The Journal of Geology 60(1): 1–33.

Leonowicz P. 2007. Origin of siderites from the Lower Jurassic Ciechocinek Formation from SW Poland. Geological Quarterly 51(1): 67–78.

Lis K., Wojtulak P., Lis G., Jelonek I. 2022. Terrigenous organic matter and formation of siderite in Bathonian ore-bearing clay formation at Gnaszyn, Poland – A petrochemical study. Annales Societatis Geologorum Poloniae 92: 295–312.

Maciąg Ł., Sztajner P. 2013. Charakterystyka tafonomiczna nagromadzeń fauny oligoceńskiej zawartej w konkrecjach piaskowcowo-wapienno-żelazistych z okolic Szczecina, z wykorzystaniem wybranych metod statystycznych. Człowiek i środowisko. Interakcje w perspektywie interdyscyplinarnej, Szczecin: 163–176.

Mizerski W. 2017. Muzeum Geologiczne na Wydziale Nauk o Ziemi Uniwersytetu Szczecińskiego. Przegląd Geologiczny 65(8): 480.

Narębski W. 1957. Mineralogia i geochemiczne warunki genezy tzw. syderytów fliszu karpackiego. Archiwum Mineralogiczne 21: 5–100.

Odrzywolska-Bieńkowa E. 1967. Utwory trzeciorzędowe z otworu Szczecin IG I w świetle badań mikropaleontologicznych. Geological Quarterly 11(1): 118–130.

Odrzywolska-Bieńkowa E. 1983. Wyniki badań mikrofaunistycznych osadów rupelu w otworze Goleniów IG-2. Przegląd Geologiczny 31(7): 425–427.

Odrzywolska-Bienkowa E., Pozaryska K., Martini E. 1978. Middle Oligocene microfossils from the Polish Lowlands: Their stratigraphical and paleogeographical significance. Acta Palaeontologica Polonica 23(3).

Reich M. 2002. „Pecten" stettinensis, von Koenen, 1868, (Molluska: Bivalvia) aus einer „Stettiner Kugel" (Oligozän). Geschiebekunde aktuell 18(1).

Schiewe M., Piotrowski A., Rydzewska U., Benedyczak R. 2023. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Szczecin (228). Państwowy Instytut Geologiczny, Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa: 1–67.

Sindowski K.H. 1936. Sediment und Fauna von Septarienton und Stettiner Sand bei Stettin. Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie (B) 5: 192–206.

van den Bosch M. 1981. Elasmobranchii from limonitic sandstone of Siadło Górne near Szczecin, Poland. Mededelingen van de Werkgroep voor Tertiaire en Kwartaire Geologie 18(3): 127–131.

von Koenen A. 1867. Das marine Mittel-Oligocän Nord-Deutschlands und seine Mollusken-Fauna. Erster Theil. Einleitung, Geognostische Beschreibung, Paläontologische Beschreibung der Gastropoden. Palaeontographica 16: 53–128.

Wolańska H. 1962. Stratygrafia mikropaleontologiczna oligocenu Polski zachodniej. Kwartalnik Geologiczny 6(1): 149–155.

Woźny E. 1962. Stratygrafia mikropaleontologiczna oligocenu Polski zachodniej. Kwartalnik Geologiczny 6(1): 134–146.

Zawadzki D. 2018. Najcenniejsze naukowo zbiory Muzeum Geologicznego Uniwersytetu Szczecińskiego. Opuscula Musealia (25): 135–145.

ACTA UNIVERSITATIS LODZIENSIS
Folia Geographica Physica 23, 2024: 27–37, https://doi.org/10.18778/1427-9711.23.03
KATEDRA GEOGRAFII FIZYCZNEJ
Uniwersytet Łódzki

Jan Degirmendžić

University of Lodz, Faculty of Geographical Sciences, Department of Physical Geography
E-mail: *jan.degirmendzic@geo.uni.lodz.pl*

C O P E
Member since 2021
JM15101

Changes in the frequency and persistence of the Vangengeim-Girs macro-circulation forms in the period 1979–2023

Zmiany częstości oraz czasu trwania makroform Vangengeima-Girsa w latach 1979–2023

Abstract The significantly faster increase in Arctic temperature compared to the global average is causing changes in wind patterns in the mid-latitudes of the upper troposphere. Studies suggest possible changes in the geometry of wind fields, evident in the waviness of geopotential lines or in a series of discrete circulation patterns. This study aligns with the latter research focus. The objective of the analysis is to estimate long-term trends in the Vangengeim-Girs (V-G) macroforms from 1979 to 2023, and since 1999, which is considered a breaking point in the course of Arctic warming.
Trend coefficients were estimated for the 45-year period and in moving 21-year window for characteristics describing V-G forms variability. The results indicate a nonlinear trend in the annual frequency of W and E forms, the number of E episodes, and the duration of C and W episodes. Other parameters maintained a consistent direction of change (+/−) throughout the study period: frequency of C(+), number of W(+), C(+), WEC(+) episodes, duration of WEC(−) and E(−).
Processes indicating an increase in meridionality include the decline in W frequency after 2005, the rise in E frequency after 2003, the increase in C frequency and the number of C episodes from 1979 to 2023, and the rise in the number of E episodes along with a significant decline in W episode duration after 1999.
Additionally, significant trends in the increase (decrease) in the number (duration) of all episodes suggest an increase in day-to-day circulation variability.

Keywords Vangengeim-Girs macro-circulation forms, circulation episodes, long-term trends, Arctic amplification

Zarys treści Wyraźnie szybszy, w porównaniu ze średnią globalną temperaturą, wzrost temperatury Arktyki, powoduje zmiany pola wiatru w szerokościach umiarkowanych w wyższej troposferze. Opracowania wskazują na możliwe zmiany geometrii pola wiatru, widoczne w zafalowaniu pola geopotencjału lub w serii dyskretnych wystąpień układów cyrkulacji. Niniejsze opracowanie wpisuje się w drugi wątek badań. Celem analizy jest oszacowanie wieloletnich trendów makroform Vangengeima-Girsa (V-G) w latach 1979–2023 oraz w okresie od roku 1999, który uznaje się jako rok przełomowy w przebiegu ocieplenia Arktyki.
Oszacowano współczynniki trendów w 45-leciu oraz w ruchomych 21-letnich okresach charakterystyk opisujących zmienność form V-G. Rezultaty wskazują na nieliniowy przebieg częstości rocznych W, E, liczby epizodów E oraz czasu trwania epizodów C i W. Pozostałe parametry utrzymują jednolity kierunek zmian (+/−) przez cały badany okres: częstość C(+), liczba epizodów W(+), C(+), WEC(+), czas trwania WEC(−) i E(−).
Wyróżniono procesy, które wskazują na wzrost przepływu południkowego: spadek częstości formy W po roku 2005, wzrost częstości formy E po roku 2003, wzrost częstości formy C oraz liczby epizodów C w okresie 1979–2023, wzrost liczby epizodów E oraz znaczny spadek czasu trwania epizodów W po roku 1999.
Ponadto istotne trendy: dodatni (ujemny) liczby (czasu trwania) wszystkich epizodów wskazują na wzrost zmienności z dnia na dzień cyrkulacji.

Słowa kluczowe Formy makro-cyrkulacji Vangengeima-Girsa, epizody cyrkulacyjne, wieloletnie trendy, ocieplenie Arktyki.

1. Introduction

The significantly faster warming of the Arctic compared to the global average temperature results in a decreasing meridional temperature gradient in the mid-to-high latitudes (Francis and Vavrus 2012; Chylek *et al*. 2022). The processes likely responsible for the accelerated temperature increase in the Arctic are described by Marsz (2023), who also provides numerous references to source studies. A comprehensive overview of the potential responses of circulation patterns and wind fields associated with Arctic Amplification (AA) is presented by Overland *et al*. (2016). The first stage of climate state transformation, involving the weakening of zonal winds in mid and polar latitudes in the upper troposphere, is fairly well documented (Strong and Davis 2007; Pena-Ortiz *et al*. 2013; Woollings *et al.* 2023). The next stage of changes in the cause-and-effect chain is expected to involve: an increase

Original article; Received: 27.08.2024; Revised: 23.09.2024; Accepted: 30.09.2024
© by the author, licensee University of Lodz – Lodz University Press, Lodz, Poland. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution license CC BY-NC-ND 4.0 (https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/)

in the meridional components of the flow, more frequent occurrences of split flow and blocking highs, the expansion of the ridge in the upper troposphere over the Barents-Kara region, and an increase in the complexity of the flow in the mid-latitudes of the Northern Hemisphere (Overland *et al*. 2016). This stage of changes is continuously being verified. Some authors confirm the presence of the AA signal in wind field variability (Francis and Vavrus 2012; Alizadeh and Lin 2021; Martin 2021; Moon *et al*. 2022; Kornhuber and Messori 2023). Others, such as Blackport and Screen (2020), indicate a complete lack of significant rise in waviness (Local Wave Activity – LWA) in the mid-latitudes of the Northern Hemisphere. The results of some experimental studies also do not confirm the presence of an AA signal in circulation changes (Stewart and Macleod 2022; Schemm and Röthlisberger 2024).

The aim of this analysis is to detect long-term changes in the circulation field defined by the Vangengeim-Girs (V-G) macroforms during the period 1979–2023. To achieve this goal, two types of data were used: (1) the frequency of macroforms, indicating possible shifts in the circulation regime, and (2) the number and persistence of circulation episodes characterizing the intra-annual variability of macroforms. Additionally, it was examined whether, after the year 1999 – identified as the "breaking point" in the AA index series (Chylek *et al*. 2022) – the described trends align with the hypothesis of an "increase in waviness" in the upper troposphere wind field occurring synchronously with Arctic warming.

2. Data and methods

The trend analysis utilized time series of Vangengeim-Girs macroform occurrences during the period 1979–2023. Additionally, data covering the first three months of 2024 (JFM) were used. There are three V-G macro-circulation forms identified in the circulation field of the Atlantic-Eurasian sector (between Greenland and the Yenisei River in Eastern Siberia, i.e. ~40°W–90°E): W – zonal, featuring a small amplitude of long waves; C – meridional, with a large wave amplitude over Europe and a deep trough at 500 hPa over the Ural Mountains; and E – meridional, with a trough over western and central Europe (Sepp 2005; Sidorenkov and Orlov 2008). The 1979–2005 data were obtained from Dimitrieev and Belyazo (2006). Data for 2006–2024 were obtained from the Arctic and Antarctic Research Institute in St. Petersburg (Russia), thanks to the courtesy of Prof. A.A. Marsz (personal communication, 2024). All gaps in the time series were filled using paper-based studies from the aforementioned sources. February 29th was excluded from the analysis. It was assumed that the V-G circulation forms calendar was properly compiled and that the published series are homogeneous. Positive assessments regarding the quality of these data were expressed by Sepp (2005, p. 35) and Marsz (2013, p. 10). Nevertheless, it should be noted that subjective classification, developed by various authors over many years, cannot unconditionally guarantee time series homogeneity. The Hess-Brezowsky classification may serve as an example (e.g. Huth *et al*. 2010; Kucerova *et al*. 2017).

Three characteristics were used in this study: the annual number of macroforms (f_W, f_E, f_C), the annual number of episodes with a given macroform (nCE_W, nCE_E, nCE_C) – where the symbol CE stands for "circulation episode" – and the average annual duration of episodes for a given macroform, referred to as "persistence" (dCE_W, dCE_E, dCE_C – the letter "d" denotes duration). An episode is defined as a series of consecutive days with the same circulation form. Episodes were assigned to a given year X if they began in year X. Episodes that continued through the last day of the year and into the following year (X + 1) were also assigned to year X (the year in which the episode began). For example, a W macroform episode (29.12.2021–8.01.2022) was assigned to 2021, even though the major part of this episode occurred in 2022. According to the applied rule, this episode was not reassigned to 2022. The average annual number and duration of episodes were calculated from all episodes assigned to a given year. The proposed procedure is simplified compared to the one previously applied by Degirmendžić and Kożuchowski (2019). In that study, the authors assigned a given episode to the year in which the longer part of the episode occurred. Both methods yield nearly identical results: the correlation coefficients between the series of annual nCE (episodes W, E, C, and WEC combined) during the period 1979–2010 (the overlapping period in both studies) range between 0.96 and 0.99.

Linear trend coefficients for the 45-year time series of $f_{V\text{-}G}$, nCE, and dCE, as well as 21-year moving trends, were estimated. The statistical significance of the trend coefficients was determined using a two-sided t-Student test. Additionally, the standard error of the slope was calculated for the coefficients describing changes over the entire period from 1979 to 2023, according to the formula $SE(b_1) = b_1/t$, where SE is the standard error of the slope coefficient b_1 and t is the Student's t-statistic (Montgomery *et al*. 1990).

3. Annual frequencies of V-G macroforms

The linear trend coefficients for the annual frequencies of V-G circulation macroforms are statistically significant at the 0.05 level. The linear trends explain between 11% and 19% of the total variability in the 45-year series and indicate an increase in the number of days within a year with the W and C macroforms, which implies a decrease in the frequency of the E macroform. However, it should be noted that the nature of the changes in f_W and f_E is clearly nonlinear. The W macroform frequency series shows a maximum in 2005, according to the 7-year moving average (Fig. 1), while the annual frequency record for E shows a minimum in the same year (Fig. 2). To describe the nonlinear course of these series, trend coefficients were calculated for 21-year moving bases. Figure 4 presents the results of this analysis. The trends in annual

W frequencies change from positive to negative in 2004–2005 and become statistically significant in later years, indicating a clear decrease in their number after 2005. The trends in annual E frequencies turn positive at the point of transition through 0 between 2000 and 2003. After 2003, a slight increase in positive trend coefficients is observed. However, it should be noted that statistical significance at the 0.05 level is not achieved during the "positive coefficient" period. The trends for the C macroform series cross the 0 value twice, meaning they do not definitively change sign during the study period, nor do they show statistical significance. The changes in this macroform can be approximated by an increasing linear trend, although this trend halted between 1994 and 2009, as seen in the 7-year moving average in Fig. 3. In summary, starting from 2005, there is a clear decrease in the number of days with the zonal W circulation form, accompanied by an increase in the frequency of the E macroform. The increasing trend in the frequency of the C macroform can be observed throughout the entire 1979–2023 period.

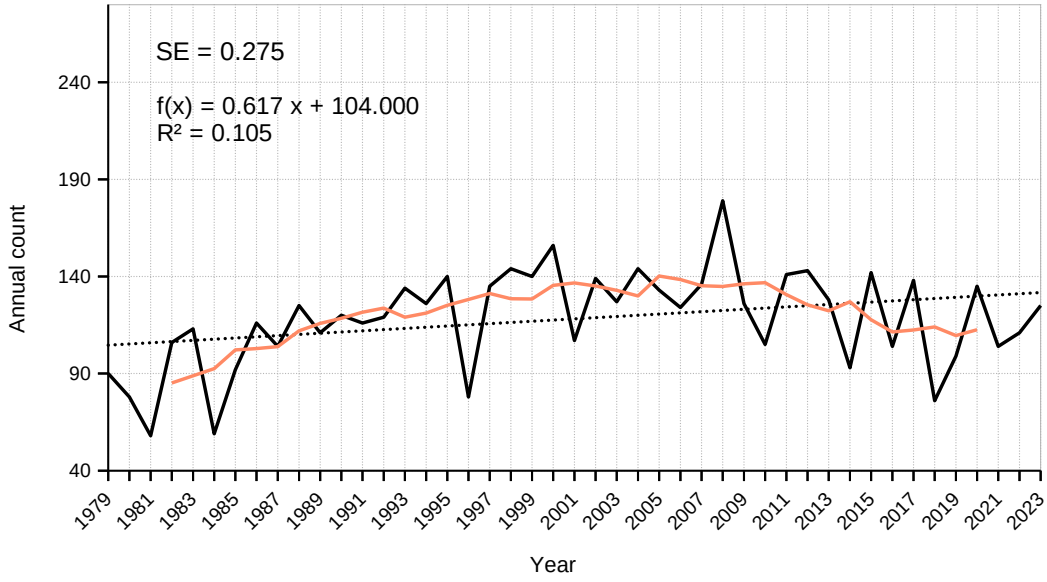


Fig. 1. The annual number of W macroform (black line). The trend line (dotted black line), regression equation, R^2, standard error of the slope coefficient (SE) and 7-year moving average (red line) have been added

Rys. 1. Roczna liczba makroformy W (linia czarna). Dodano linię trendu (linia kropkowa), równanie regresji, R^2, błąd standardowy współczynnika trendu (SE) oraz 7-letnią średnią ruchomą (linia czerwona)

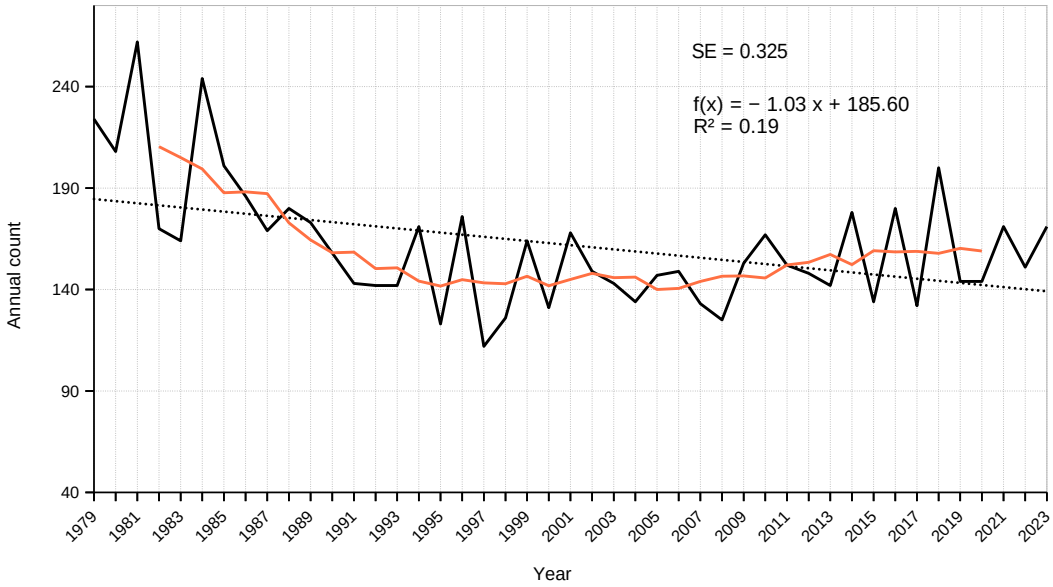


Fig. 2. The annual number of E macroform (black line). The trend line (dotted black line), regression equation, R^2, standard error of the slope coefficient (SE) and 7-year moving average (red line) have been added

Rys. 2. Roczna liczba makroformy E (linia czarna). Dodano linię trendu (linia kropkowa), równanie regresji, R^2, błąd standardowy współczynnika trendu (SE) oraz 7-letnią średnią ruchomą (linia czerwona)

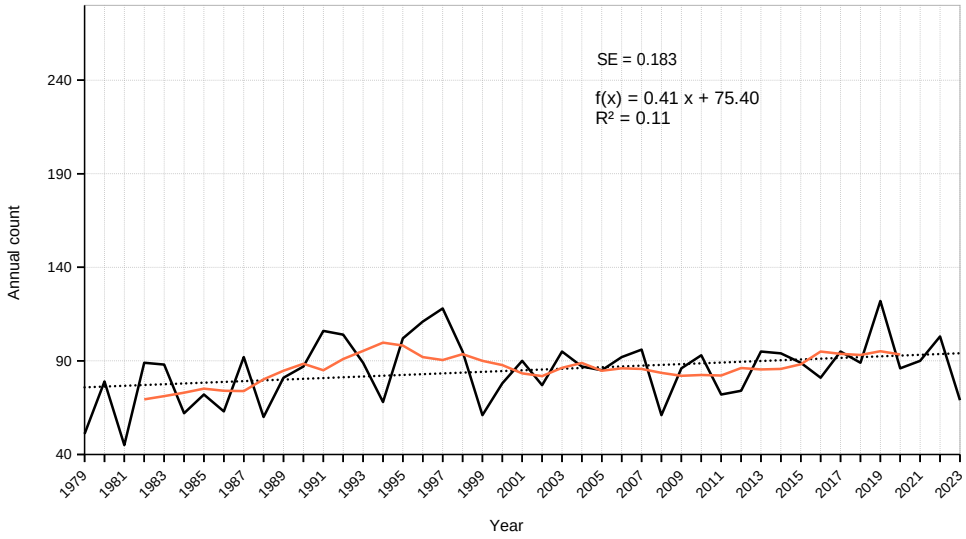


Fig. 3. The annual number of C macroform (black line). The trend line (dotted black line), regression equation, R^2, standard error of the slope coefficient (SE) and 7-year moving average (red line) have been added

Rys. 3. Roczna liczba makroformy C (linia czarna). Dodano linię trendu (linia kropkowa), równanie regresji, R^2, błąd standardowy współczynnika trendu (SE) oraz 7-letnią średnią ruchomą (linia czerwona)

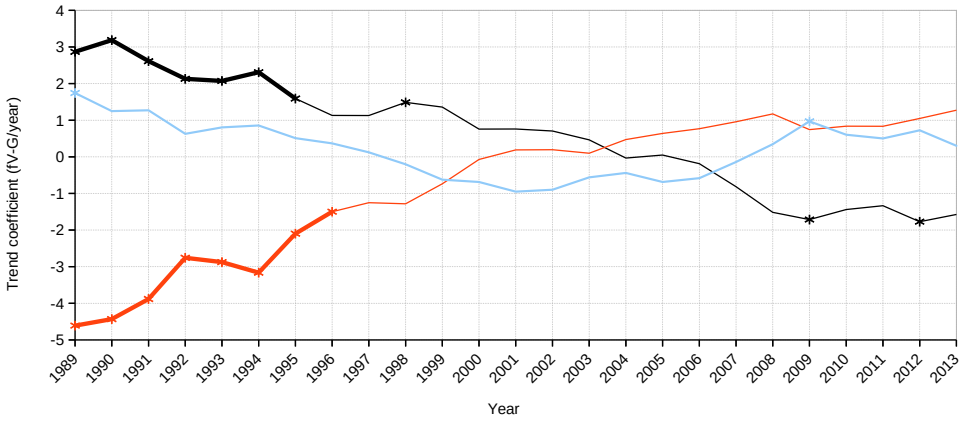


Fig. 4. The 21-year moving trend slopes for the annual number of V-G macroforms ($f_{V\text{-}G}$): W (black line), E (red line), and C (blue line). Significant coefficients at the 0.05 level are denoted with bold lines and asterisks. The X-axis labels indicate the center of the moving interval

Rys. 4. Współczynniki 21-letniego ruchomego trendu rocznych częstości makroform V-G ($f_{V\text{-}G}$): W (linia czarna), E (linia czerwona) oraz C (linia niebieska). Istotne współczynniki na poziomie 0.05 zaznaczono pogrubioną linią oraz gwiazdką. Etykiety osi X oznaczają lata środkowe ruchomej podstawy trendu

In the earlier period, i.e., before the change in the sign of the moving trends, statistically significant decreases in the number of E macroforms and increases in the number of W macroforms were observed (Fig. 4).

The moving trends indicate the nonlinearity of changes and a shift in the circulation regime in the mid-troposphere, characterized by a renewed increase in the dominance of the E form over the W form starting from 2007, as indicated by the 7-year moving average (Fig. 5). A significant dominance of the E macroform over W was maintained from 1979, as well as in earlier years, as indicated by the work of Degirmendžić and Kożuchowski (2019). Subsequently, during the period around 1999–2007, the frequencies of both macroforms remained at very similar levels (Fig. 5). The decrease in the W form's frequency starting from 2005, along with the increase in the C form's frequency, results in their annual frequencies becoming similar to each other. A similar situation occurred in the early years of the study period (Fig. 5).

The above observations confirm a shift in the circulation regime towards a greater dominance of the meridional E macroform over the zonal W form during the years classified as the so-called “low-ice phase” (2007–2016), a period during which minimal Arctic sea ice extent was observed in September (Wang *et al*. 2024). At the same time, the dominance of the W form over the C form decreases, further complementing the description of the aforementioned direction of changes in the circulation regime.

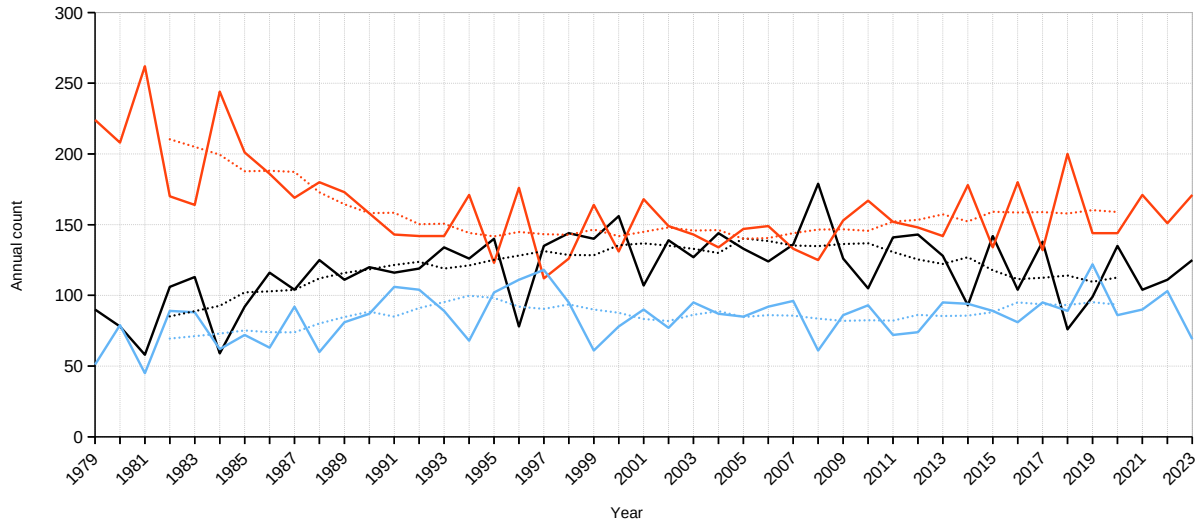


Fig. 5. The annual number of W (black line), E (red line), and C (blue line) macroforms in the period 1979–2023. The dotted lines mark 7-year moving average

Rys. 5. Roczna częstość makroformy W (linia czarna), E (linia czerwona) i C (linia niebieska) w okresie 1979–2023. Dodano 7-letnią średnią ruchomą (linie kropkowe)

4. Number of circulation episodes

Throughout the entire study period, there is a consistent increase in the number of W and C form episodes (Fig. 6 and 7). The trend coefficients for the period 1979–2023, along with their p-values, summarized in Table 1, indicate the high significance of these changes. The 21-year moving trends remain positive in each subperiod. The only exception is the year 1992, where the 21-year period centered on this year shows a slight nega-tive slope in the trend line for C episodes (Fig. 8).

Table 1. Trend coefficients of the annual number of W, E, C, and all episodes (nCE/year) for the period 1979–2023. P-values of the trend's slope and their standard errors (SE) are also included

Tabela 1. Współczynniki trendu rocznej liczby epizodów formy W, E, C oraz wszystkich epizodów łącznie (nCE/rok) w okresie 1979–2023 oraz ich istotność statystyczna i błędy standardowe (SE)

	W	E	C	All episodes
p-value	0.002	0.093	0.001	0.000
Slope	0.153	0.063	0.118	0.334
SE	0.045	0.037	0.034	0.088

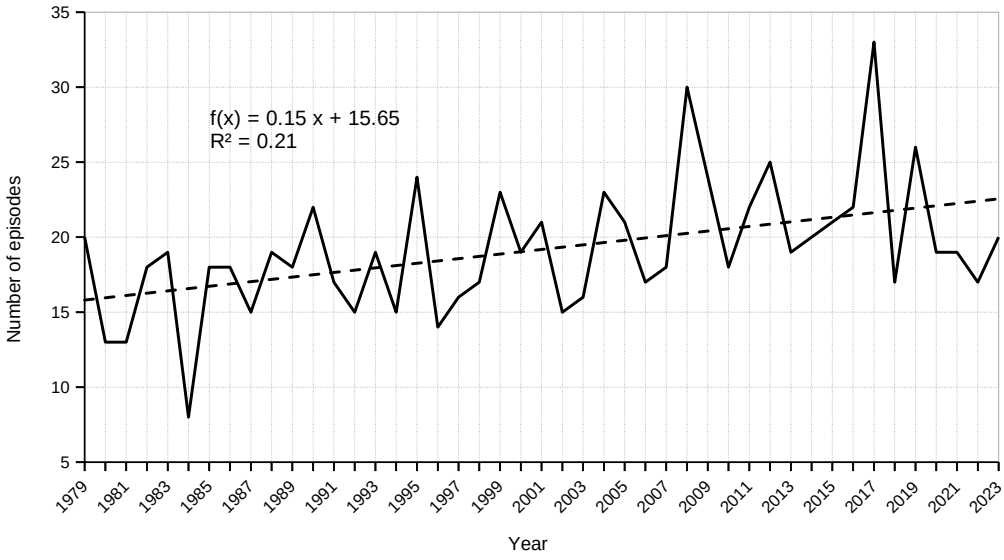


Fig. 6. The annual number of W episodes in the period 1979–2023 (solid line). A linear trend with the equation and R^2 is added (dashed line)

Rys. 6. Roczna liczba epizodów W w latach 1979–2023 (linia ciągła). Dodano linię trendu (linia przerywana), równanie regresji oraz współczynnik R^2

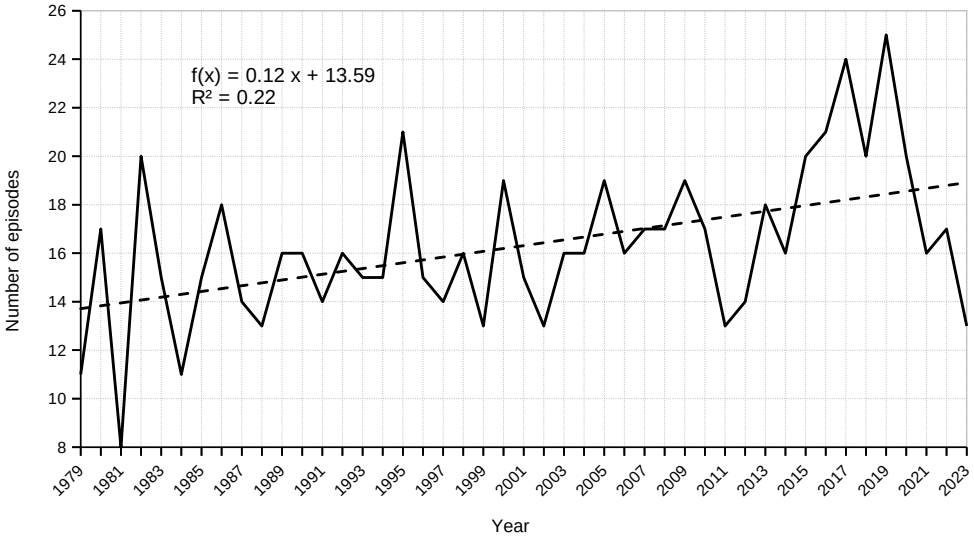


Fig. 7. The annual number of C episodes in the period 1979–2023 (solid line). A linear trend (dashed line) with the equation and R^2 is added

Rys. 7. Roczna liczba epizodów C w latach 1979–2023 (linia ciągła). Dodano linię trendu (linia przerywana), równanie regresji oraz współczynnik R^2

Episodes of the E macroform exhibit nonlinear changes, with an increase in their number observed only from the year 2000, as indicated by both the 7-year moving average (Fig. 9) and the 21-year moving trends (Fig. 8). It is worth mentioning that the trend's slope for nCE_E, after crossing through 0, achieves statistical significance over a relatively long period (2005–2011) (Fig. 8). This increase is synchronized with the rising trend in the number of E macroforms, as expressed by the moving trends, which clearly exceed the value of 0 from around 2003 (Fig. 4). The simultaneous occurrence of f_E and nCE_E trends with the same sign in the second half of the study period (ca. 2001–2023) indicates that there is no amalgamation of "additional" days with the E form to create longer series of uninterrupted E circulation. This observation is important in the context of reports suggesting an increase in the frequency and duration of meridional patterns (including blocking patterns) with ongoing Arctic warming (Overland and Wang 2010; Hanna *et al*. 2016). A similar pattern of changes applies to the C form, whose annual frequency increases over the multi-year period, along with a simultaneous increase in the number of episodes. A detailed analysis of episode duration is presented in Section 5.

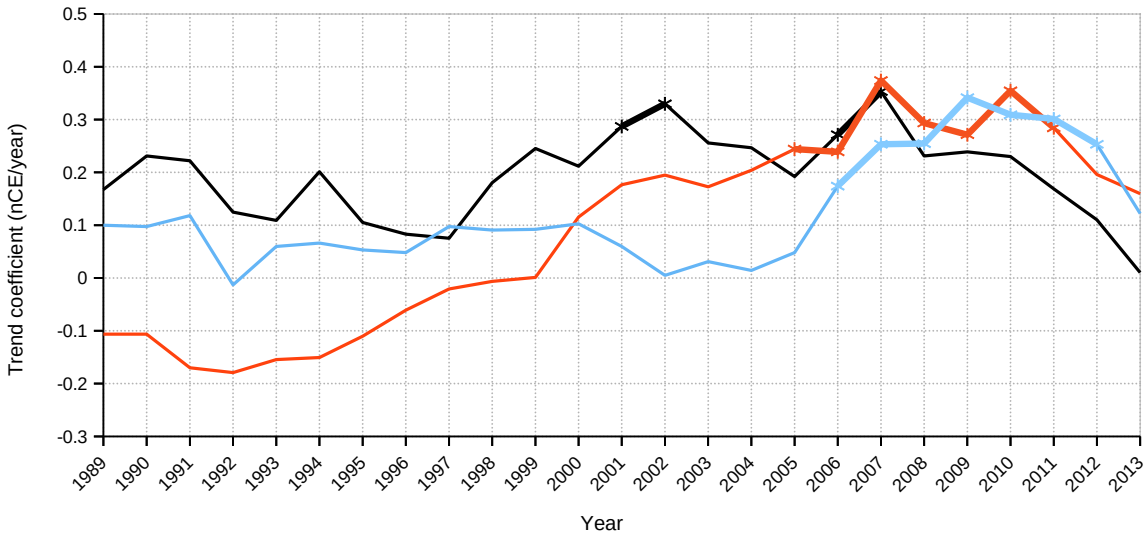


Fig. 8. The 21-year moving trend slopes for the annual number of W (black line), E (red line), and C (blue line) episodes. Significant coefficients are marked with bold lines and asterisks

Rys. 8. Współczynniki 21-letniego ruchomego trendu rocznych liczebności epizodów: W (linia czarna), E (linia czerwona) oraz C (linia niebieska). Istotne współczynniki na poziomie 0.05 zaznaczono pogrubioną linią oraz gwiazdką

It is worth emphasizing, in the context of ongoing Arctic Amplification, that only in the second half of the analyzed period (2001–2023) do the observed increases in nCE_W and nCE_C achieve statistical significance. Additionally, during these years, the nCE_E parameter also begins to rise and reaches statistical significance (Fig. 8). Thus, after 1999 ("breaking point" in the course of AA), a general trend of increasing the frequency of day-to-day changes in V-G macroforms can be observed.

The most significant trend characterizing the variability of V-G macroforms is the increase in the number of circulation episodes of all macroforms within a year (Fig. 10). The slope of the regression line suggests an average increase of slightly more than 3 episodes per decade. The linear trend explains approximately ¼ of the variability in the series. With the number of days in a year remaining constant, such a marked increase in nCE_{WEC} must be associated with a decrease in the average duration of an episode.

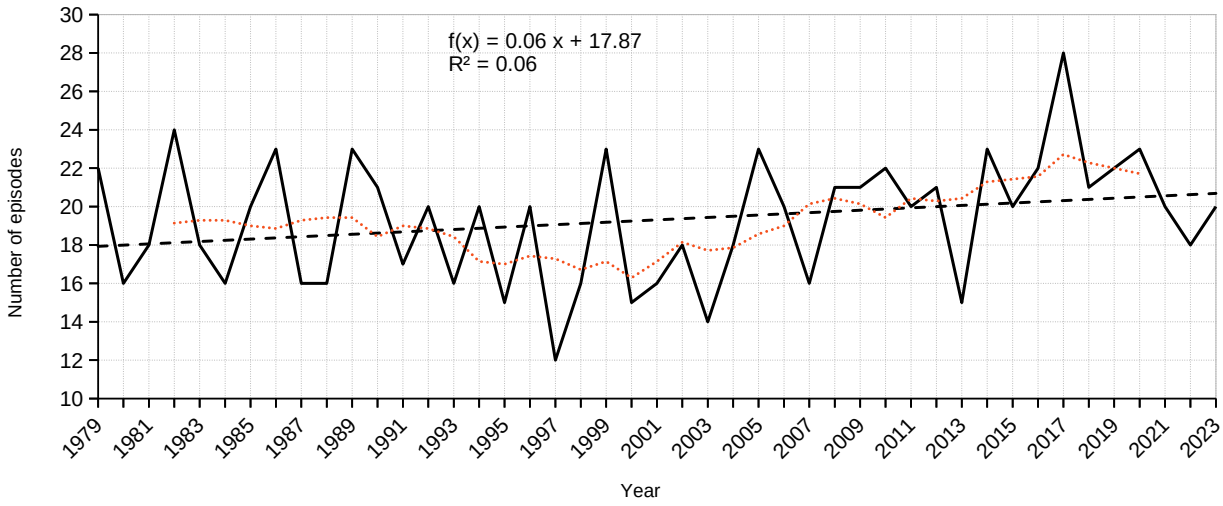


Fig. 9. The annual number of E episodes in the period 1979–2023 (solid line). A linear trend (dashed line) with the equation, R^2 and 7-year moving average are added (dotted red line)

Rys. 9. Roczna liczba epizodów E w latach 1979–2023 (linia ciągła). Dodano linię trendu (linia przerywana), równanie regresji, współczynnik R^2 oraz 7-letnią średnią ruchomą (linia kropkowa)

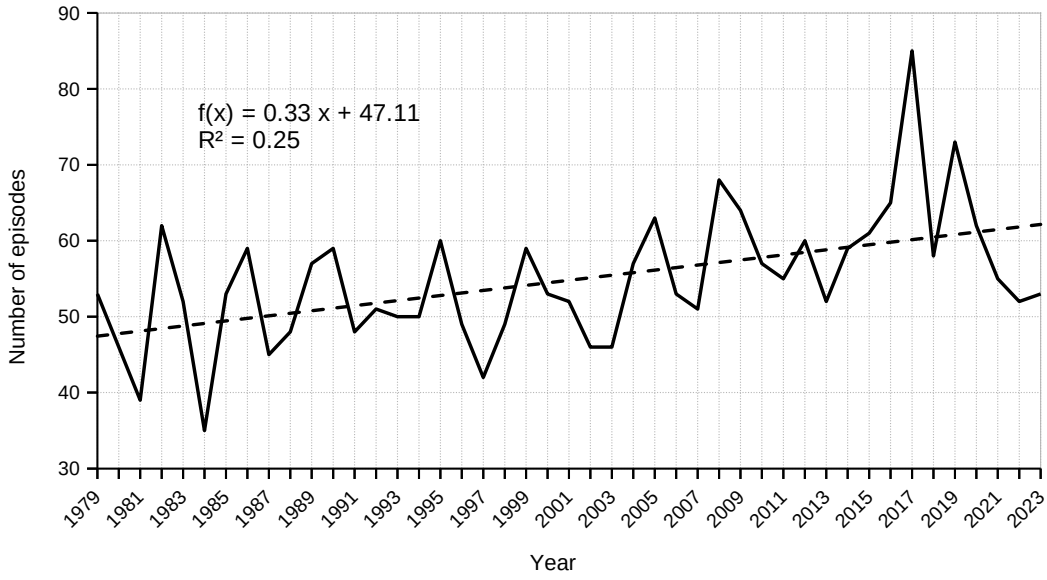


Fig. 10. The annual number of all (W, E, C) episodes in the period 1979–2023 (solid line). The linear trend (dashed line) with the equation and R^2 is presented

Rys. 10. Roczna liczebność wszystkich epizodów łącznie (W, E, C) w latach 1979–2023 (linia ciągła). Dodano linię trendu (linia przerywana), równanie regresji oraz współczynnik R^2

5. Persistence of circulation episodes

The average duration of a circulation episode (dCE_{WEC}) decreased from approximately 7–8 (7.7) days in the first year of analysis to 5–6 (5.8) days in 2023, according to the linear regression equation (Fig. 11). This means that the average circulation episode shortened by about 2 days over the period 1979–2023. $R^2 = 0.28$ indicates a significant contribution of the linear decline in the series of annual persistence values. The shortening of the duration of circulation episodes, considered collectively, is primarily due to the negative trend in the persistence of the E macroform, which remained present throughout the entire study period – the coefficients of the 21-year moving trends for dCE_E never reached positive values (Fig. 13). The E form lasted continuously for about 11 days at the beginning of the multi-year period and less than 8 days at the end of the 1979–2023 period, as indicated by the 7-year moving average values (Fig. 12).

In the second half of the study period, the moving trends in the persistence of all V-G macroforms are negative (Fig. 13). The rate of these declines varies significantly between episodes of the E and C forms compared to the W form. Due to the increasing trend in the annual frequency of the C macroform throughout the entire multi-year period and the E macroform after 2005, the increasing number of episodes of these macroforms is not associated with a marked shortening of their duration (Fig. 12). In fact, it can be observed that the values of dCE_C and dCE_E have remained almost unchanged since 2005. However, it is crucial to emphasize that the shortening of the average duration of W episodes is very pronounced. This can be observed both in the 7-year moving average (Fig. 12) and in the 21-year moving trends, which reach distinct negative and statistically significant values starting from 2006 (Fig. 13). This rapid decrease in the persistence of W episodes is clearly due to the increasing number of W episodes, which, along with their decreasing frequency, contributes to the decrease in their persistence. Such a pattern of changes is associated with the fragmentation of W episodes.

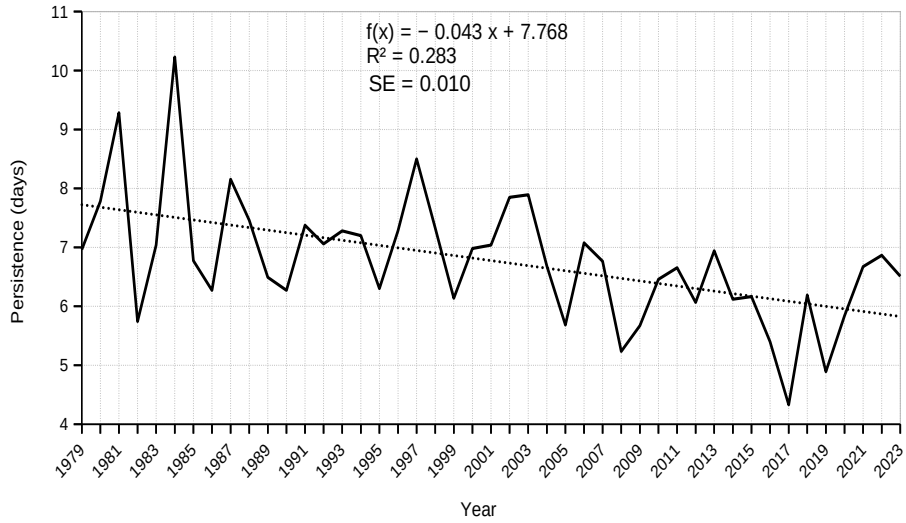


Fig. 11. Mean annual persistence of all episodes (W, E, C) in the period 1979–2023 (solid line). A linear trend (dotted line) with the equation, R^2 and standard error (SE) of the slope coefficient is added

Rys. 11. Średni roczny czas trwania wszystkich epizodów łącznie (W, E, C) w okresie 1979–2023 (linia ciągła). Dodano linię trendu (linia kropkowa), równanie regresji, współczynnik R^2 oraz błąd standardowy współczynnika trendu (SE)

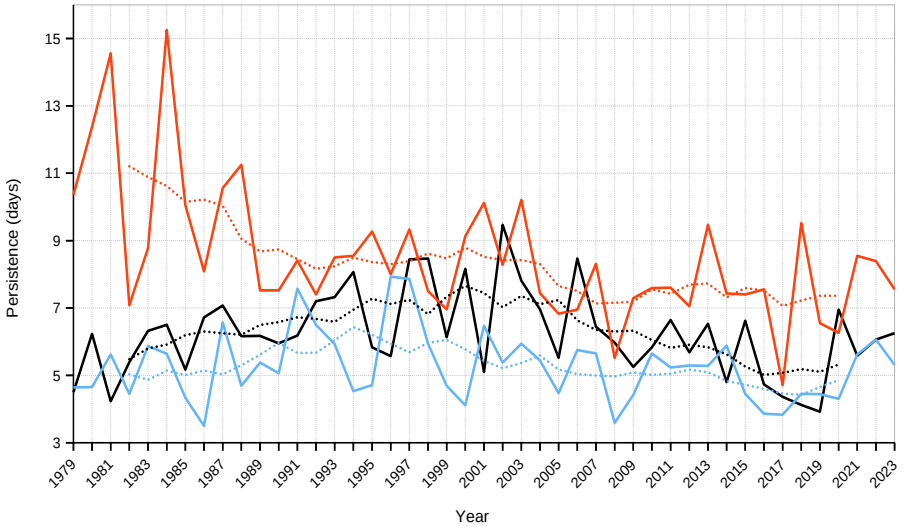


Fig. 12. Mean annual persistence of circulation episodes: W (black line), E (red line), and C (blue line) macroforms in the period 1979–2023. The dotted lines mark 7-year moving average

Rys. 12. Średni roczny czas trwania epizodów cyrkulacyjnych: W (linia czarna), E (linia czerwona) i C (linia niebieska) w latach 1979–2023. Dodano 7-letnią średnią ruchomą (linie kropkowe)

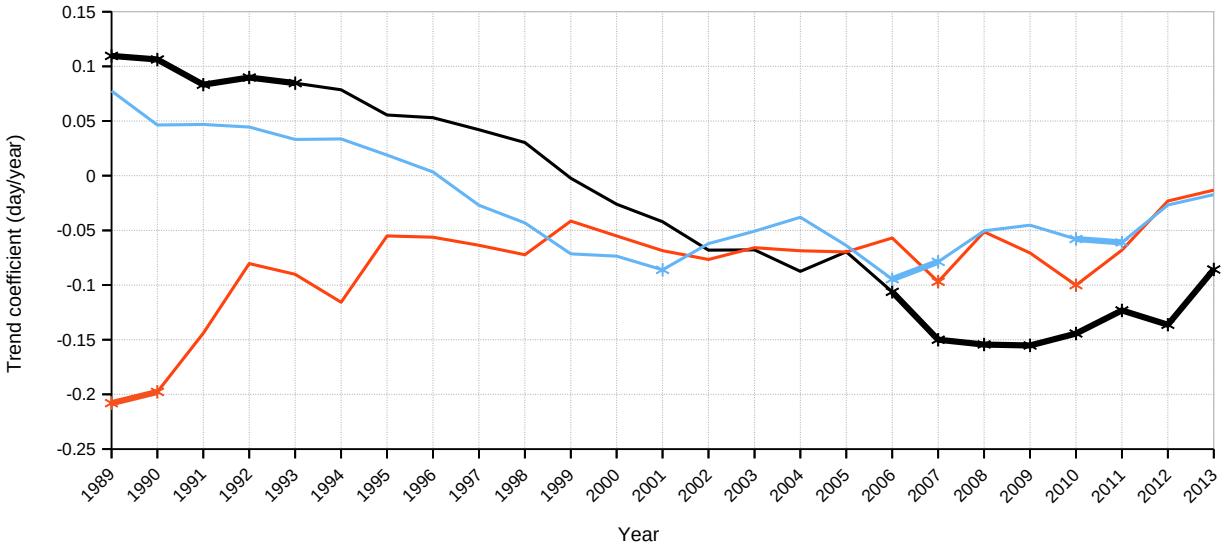


Fig. 13. The 21-year moving trend slopes for the mean annual persistence of episodes: W (black line), E (red line), and C (blue line). Significant coefficients at the 0.05 level are marked with bold lines and asterisks

Rys. 13. Współczynniki 21-letnich ruchomych trendów średniego rocznego czasu trwania epizodów: W (linia czarna), E (linia czerwona) oraz C (linia niebieska). Współczynniki istotne na poziomie 0.05 zaznaczono pogrubioną linią oraz gwiazdką

6. Summary and discussion

The results of the analysis indicate a nonlinear temporal pattern for most of the parameters characterizing the variability of V-G macroforms. The time series for f_W, f_E, nCE_E, dCE_C, and dCE_W are characterized by a single change in the sign of the moving trend during the period 1979–2023. The years in which these trend slopes crossed the 0 value, as well as the signs of the trends before and after this transition year, are summarized in Table 2. It is worth noting that only one characteristic (dCE_C) changed its sign before 1999 "breaking year".

Table 2. The years of transition through the 0 value of the 21-year moving trends for those V-G characteristics that changed the trend sign only once during the study period. The moving trend basis was centered on the year indicated in the table. The year 1999 is marked as the "breaking point" in the AA series according to Chylek *et al*. (2022) and the "high-ice" (blue) and "low-ice" (green) phases according to Wang *et al*. (2024). Ice phases are bounded by the first and last year representing the center of the moving trends (1989–2013)

Tabela 2. Lata przejścia przez wartość 0 21-letnich ruchomych trendów charakterystyk makroform V-G, które tylko raz zmieniły znak trendu w okresie 1979–2023. Ruchomą podstawę trendów wycentrowano na roku podanym w tabeli. Zaznaczono rok 1999 jako „breaking point" w serii AA (Chylek i in. 2022) oraz okresy „high-ice" (nieb.) i „low-ice" (ziel.) według Wang i in. (2024). Ograniczono je krańcowymi latami (1989–2013) stanowiącymi środek ruchomych trendów

Characteristic	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	**1999**	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013
f_W	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	0	0	–	–	–	–	–	–	–	–
f_E	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0	0	0	0	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
nCE_E	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
dCE_C	+	+	+	+	+	+	+	0	0	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
dCE_W	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	0	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–

Considering also the parameters that maintained a consistent trend (+ or −) throughout the entire study period (or whose trend's slope changed sign only temporarily and not definitively), namely f_C(+), nCE_W(+), nCE_C(+), nCE_{WEC}(+), dCE_{WEC}(−), and dCE_E(−), an attempt can be made to classify these processes into two categories: (1) those that align with the anticipated changes in the state of the climate system, including the circulation field, induced by Arctic Amplification (AA), which, in simplified terms, involves an increase in so-called "waviness" and more frequent occurrences of split flow and blocking patterns (Francis and Vavrus 2015; Overland *et al*. 2016), and (2) other processes that do not confirm such a direction of change.

Category 1 includes the following processes, documented during the course of this analysis:

(a) a decrease in the annual frequency of the W form after 2005;
(b) an increase in the annual frequency of the E form after 2003;
(c) an increase in the annual frequency of the C form during the period 1979–2023;
(d) an increase in the number of C episodes during the period 1979–2023;
(e) an increase in the number of E episodes after 1999;
(f) a significant decrease in the persistence of W episodes after 1999.

As a result of processes 1a and 1b, a dominance of the E form over the W form emerges, starting from 2006. These two processes indicate the definitive end of the WWC epoch (1989–2010), characterized by the dominance of the W form, as identified by Degirmendžić and Kożuchowski (2019).

Category 2 includes two processes:

(a) an increase in the number of W episodes – although it should be noted that their duration is decreasing;
(b) a slight decrease in the persistence of C episodes after 1997.

Other highly significant trends, such as the positive trend in the total number of episodes (nCE_{WEC}) and the negative trend in the persistence of all episodes (dCE_{WEC}), are summary trends (they do not illustrate separate processes) and therefore have not been assigned to any category. These trends undoubtedly indicate an increase in the day-to-day variability of V-G circulation macroforms. The variability of individual macroforms shapes these trends. The linear increase in the number of W and C episodes, as well as the marked increase in the number of E episodes after 2003, along with the trends of shortening the duration of each macroform after 1999, point to faster transitions between successive macroforms. Similar changes in circulation episode parameters were noted by Degirmendžić and Kożuchowski (2019). Based on data up to 2010, the authors observed an increase in the annual number of V-G form alterations (nCEs) and a decrease in their persistence. These changes were interpreted as ”increasing variability in circulation conditions”. Updated V-G time records indicate the continuation of these trends. A similar transformation of the circulation regime is suggested by Nowosad (2017), who observed a highly significant increase in the standard deviation of the zonal index in Central Europe during the period 1948–2016. Although Nowosad's study analyzes SLP data (sea-level pressure series), it is highly probable that the increasing variability of macro-circulation systems at the 500 hPa level is reflected in fluctuations in the pressure field in the lower troposphere. The relationship between V-G forms and lower pressure systems was confirmed by Marsz (2013) and Kożuchowski and Degirmendžić (2018).

This distinct climate trend, characterized by increasing variability of macro-circulation systems in the mid-troposphere, may suggest a shortening of the Index Cycle (Barry and Carleton 2001), indicating an accelerated transformation of Rossby waves from a quasi-zonal to a meridional pattern. However, this is presented as a working hypothesis that requires further research and verification.

Finally, it is important to note that the long-term trends in V-G macroform variability analyzed in this study are based on binary data (i.e., the presence or absence of a given circulation form). As such, the time series do not capture subtle changes in the waviness of the flow at the 500 hPa level – changes that are analyzed using continuous (in time and space) geopotential fields and various indices that describe the meandering of the field (e.g., Francis and Vavrus 2015; Di Capua and Coumou 2016; Martin 2021; Alizadeh and Lin 2021). Despite this limitation, the author believes that most of the detected climate trends in the time series of V-G form occurrences are complementary to observations or scenarios of atmospheric circulation changes in the mid-latitudes of the Northern Hemisphere, indicating an increase in the frequency of non-zonal circulation forms during the period of Arctic Amplification.

7. References

Alizadeh O., Lin Z. 2021. Rapid Arctic warming and its link to the waviness and strength of the westerly jet stream over West Asia. Global and Planetary Change 199, 103447: 1–11. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2021.103447

Barry R.G., Carleton A.M. 2001. Synoptic and dynamic climatology. Routledge, London and New York: 620 pp.

Blackport R., Screen J.A. 2020. Insignificant effect of Arctic amplification on the amplitude of midlatitude atmospheric waves. Science Advances 6, eaay2880: 1–9. https://doi.org/10.1126/sciadv.aay2880

Chylek P., Folland C., Klett J.D., Wang M., Hengartner N., Lesins G., Dubey M.K. 2022. Annual mean Arctic Amplification 1970–2020: Observed and simulated by CMIP6 climate models. Geophysical Research Letters 49, e2022GL099371: 1–8. https://doi.org/10.1029/2022GL099371

Degirmendžić J., Kożuchowski K. 2019. Variation of macro-circulation forms over the Atlantic-Eurasian temperate zone according to the Vangengeim-Girs classification. International Journal of Climatology: 1–15. https://doi.org/10.1002/joc.6118

Di Capua G., Coumou D. 2016. Changes in meandering of the Northern Hemisphere circulation. Environmental Research Letters 11, 094028: 1–9. https://doi.org/10.1088/1748-9326/11/9/094028

Dimitrieev A.A., Belyazo V.A. 2006. Kalendarnyj katalog atmosfernykh processov po cirkumpolarnoj zonie severnogo polushariya i ikh kharakteristiki za period s 1949 po 2005 g (Calendar catalogue of atmospheric processes in the Northern Hemisphere circumpolar zone and their characteristics in the period 1949–2005), [w:] Kosmos, Planetarnaya Klimaticheskaya Izmenchivost' i Atmosfera Polarnykh Regionov. St. Petersburg: Gidrometeoizdat: 358 pp. (in Russian).

Francis J.A., Vavrus S.J. 2012. Evidence linking Arctic amplification to extreme weather in mid-latitudes. Geophysical Research Letters 39, L06801: 1–6. https://doi.org/10.1029/2012GL051000

Francis J.A., Vavrus S.J. 2015. Evidence for a wavier jet stream in response to rapid Arctic warming. Environmental Research Letters 10, 014005: 1–12. https://doi.org/10.1088/1748-9326/10/1/014005

Hanna E., Cropper T.E., Hall R.J., Cappelen J. 2016. Greenland Blocking Index 1851–2015: A regional climate change signal. International Journal of Climatology 36: 4847–4861. https://doi.org/10.1002/joc.4673

Huth R., Cahynova M., Kysely J. 2010. The Hess and Brezowsky synoptic catalogue: A timeless concept (although with a few drawbacks). EMS Annual Meeting Abstracts 7, EMS2010-733, 10th EMS/8th ECAC.

Kornhuber K., Messori G. 2023. Recent Increase in a Recurrent Pan-Atlantic Wave Pattern Driving Concurrent Wintertime Extremes. Bulletin of the American Meteorological Society 104: 1694–1708. https://doi.org/10.1175/BAMS-D-21-0295.1

Kożuchowski K., Degirmendžić J. 2018. Zmienność form cyrkulacji środkowotroposferycznej według klasyfikacji Wangenheima-Girsa i ich relacje z polem ciśnienia na poziomie morza. Przegląd Geofizyczny LXIII (1–2): 89–122.

Kučerová M., Beck C., Philipp A., Huth R. 2017. Trends in frequency and persistence of atmospheric circulation types over Europe derived from a multitude of classifications. International Journal of Climatology 37: 2502–2521. https://doi.org/10.1002/joc.4861

Marsz A.A. 2013. Frekwencja makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej według klasyfikacji Wangengejma-Girsa w okresie zimowym a pole ciśnienia atmosferycznego nad Europą i północną Azją. Przegląd Geofizyczny 58: 3–23.

Marsz A.A. 2023. Wewnątrzsystemowe mechanizmy zmienności i zmian klimatu. Stowarzyszenie Klimatologów Polskich, Reda–Warszawa: 279 pp.

Martin J.E. 2021. Recent trends in the waviness of the Northern Hemisphere wintertime polar and subtropical jets. Journal of Geophysical Research: Atmospheres 126, e2020JD033668: 1–15. https://doi.org/10.1029/2020JD033668

Montgomery D.C., Peck E.A., Vining G.G. 1990. Introduction to linear regression analysis. Wiley Series in Probability and Statistics, New York: 872 pp.

Moon W., Kim B.-M., Yang G.-H., Wettlaufer J.S. 2022. Wavier jet streams driven by zonally asymmetric surface thermal forcing. Proceedings of the National Academy of Sciences USA 119, e2200890119: 1–8. https://doi.org/10.1073/pnas.2200890119

Nowosad M. 2017. Variability of the zonal circulation index over Central Europe according to the Litynski method. Geographia Polonica 90: 417–430. https://doi.org/10.7163/GPol.0111

Overland J.E., Wang M. 2010. Large-scale atmospheric circulation changes are associated with the recent loss of Arctic sea ice. Tellus 62A: 1–9. https://doi.org/10.1111/j.1600-0870.2009.00421.x

Overland J.E., Dethloff K., Francis J.A., Hall R.J., Hanna E., Kim S.-J., Screen J.A., Shepherd T.G., Vihma T. 2016. Nonlinear response of mid-latitude weather to the changing Arctic. Nature Climate Change 6: 992–999. https://doi.org/10.1038/NCLIMATE3121

Pena-Ortiz C., Gallego D., Ribera P., Ordonez P., Alvarez-Castro M.D.C. 2013. Observed trends in the global jet stream characteristics during the second half of the 20th century. Journal of Geophysical Research: Atmospheres 118: 2702–2713. https://doi.org/10.1002/jgrd.50305

Schemm S., Röthlisberger M. 2024. Aquaplanet simulations with winter and summer hemispheres: Model setup and circulation response to warming. Weather and Climate Dynamics 5: 43–63. https://doi.org/10.5194/wcd-5-43-2024

Sepp M. 2005. Influence of atmospheric circulation on environmental variables in Estonia. Dissertationes Geographicae Universitatis Tartuensis 25: 84.

Sidorenkov N.S., Orlov I.A. 2008. Atmospheric circulation epochs and climate changes. Russian Meteorology and Hydrology 33: 553–559. https://doi.org/10.3103/S1068373908090021

Stewart K.D., Macleod F. 2022. A laboratory model for a meandering zonal jet. Journal of Advances in Modeling Earth Systems 14, e2021MS002943: 1–24. https://doi.org/10.1029/2021MS002943

Strong C., Davis R.E. 2007. Winter jet stream trends over the Northern Hemisphere. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 133: 2109–2115. https://doi.org/10.1002/qj.171

Wang Y., Yang Y., Huang F. 2024. Cold Air Outbreaks in Winter over the Continental United States and Its Possible Linkage with Arctic Sea Ice Loss. Atmosphere 15: 1–14. https://doi.org/10.3390/atmos15010063

Woollings T., Drouard M., O'Reilly C.H., Sexton D.M.H., McSweeney C. 2023. Trends in the atmospheric jet streams are emerging in observations and could be linked to tropical warming. Communications Earth & Environment 4(125): 1–8. https://doi.org/10.1038/s43247-023-00792-8

ACTA UNIVERSITATIS LODZIENSIS
Folia Geographica Physica 23, 2024: 39–47, https://doi.org/10.18778/1427-9711.23.04
KATEDRA GEOGRAFII FIZYCZNEJ
Uniwersytet Łódzki

Rajmund Skowron[1] • **Artur Zieliński**[2] • **Tomasz Jaszczyk**[3]

[1] *Uniwersytet Mikołaja Kopernika w Toruniu, Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej*
[2] *Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach, Instytut Geografii i Nauk o Środowisku*
[3] *University of Toronto, Faculty of Chemical and Physical Sciences, ON, Canada*
E-mail: *rskowron@umk.pl; artur.zielinski.kielce@gmail.com; tomasz.adrian.jaszczyk@gmail.com*

COPE Member since 2021 JM15101

Zarastanie i zanikanie najmniejszych jezior na Niżu Polskim

Disappearance and overgrowth of the smallest lakes in Poland

Zarys treści Praca jest kontynuacją badań autorów nad procesami zarastania oraz zmian powierzchni jezior położonych na obszarze Niżu Polskiego. Analizą objęto 590 jezior o powierzchni do 100 ha, dla których sporządzono dane dotyczące zarastania i zanikania, oparte o materiały przedstawione przez Instytut Rybactwa Śródlądowego (IRŚ) w Olsztynie za lata 1958–1968 oraz dane zawarte w Katalogu jezior Polski (Choiński 2006) i zbiorach Centralnego Ośrodka Dokumentacji Geodezyjnej Kartograficznej (CODGiK), w postaci ortofotomap pochodzących z lat 2010–2012. Porównanie danych zawartych w wyżej wymienionych źródłach wskazują na zmiany powierzchni oraz stopnia zarastania roślinnością wynurzoną w grupie badanych jezior. Celem pracy było określenie stopnia przeobrażeń akwenów, jakie zaszły w okresie ostatniego półwiecza. Rezultaty obliczeń wykazują, że powierzchnia 590 jezior zmniejszyła się aż o 6,3 km^2, czyli aż o 11,6%, natomiast współczynnik zarastania podwyższył się o 0,6%.

Słowa kluczowe Jeziora, wskaźnik zarastania, współczynnik zarastania linii brzegowej Niż Polski.

Abstract The study continues the authors' research on the processes of surface reduction and overgrowth in lakes located in the Polish Lowlands. The analysis encompassed 590 lakes with a surface area of up to 100 hectares. Data on the disappearance and overgrowth of these lakes were derived from materials provided by the Inland Fisheries Institute in Olsztyn for the years 1958–1968, as well as orthophotomaps from 2010–2012 obtained from the Central Center for Geodetic and Cartographic Documentation. The objective of this study was to compare the data from these two sources to assess changes in lake surface area and the degree of overgrowth by emergent vegetation among Poland's smallest lakes over the past 50 years. The results revealed that the total surface area of the 590 lakes decreased by 634.8 hectares, equivalent to 11.62%. Additionally, the overgrowth coefficient increased by 0.6%.

Keywords Lakes in Poland, lake surface area changes, vegetation overgrowth index, shoreline overgrowth coefficient.

1. Wprowadzenie

Krajobraz Polski Północnej charakteryzuje się występowaniem dużej liczby jezior o zróżnicowanej powierzchni, kształcie i głębokości. Jeziora występujące na obszarach pojeziernych Niżu Polskiego zlokalizowane są na powierzchni obejmującej ok. 110 tys. km^2, co stanowi około 35% obszaru Polski. Występuje na nich 6 793 jezior (o powierzchni powyżej 1 ha), które zajmują około 2,77 tys. km^2 (Choiński 2006).

Badania paleomorfologiczne ewolucji mis jeziornych oraz współczesne procesy morfologiczne, a także wzmożony wpływ zabiegów antropogenicznych wraz z sedentacją, doprowadziły do stopniowego ich zanikania (Galon 1954; Szukalski 1956; Kalinowska 1961; Błaszkiewicz 2007; Choiński i Ptak 2008; Skowron i Jaworski 2017; Choiński i Skowron 2022a, 2022b; Choiński i in. 2023).

Przeobrażenia jezior najczęściej utożsamiane są na ogół z zarastaniem, ze zmniejszaniem się ich powierzchni i objętości. Wymiernym efektem zmian w misach jeziornych jest poza obniżeniem zwierciadła wody, najczęściej przesunięcie izobat od brzegów ku środkowi jezior, powstawanie nowych półwyspów, powiększanie się półwyspów już wcześniej istniejących, powstawanie nowych wysp, a w niektórych przypadkach podział pierwotnego jeziora na kilka akwenów (Niewiarowski 1978; Marszelewski 2005; Kunz i in. 2010).

Generalnie za procesy zanikania jezior odpowiedzialne są trzy główne czynniki, tj. systematyczne obniżanie się poziomu wód jeziornych, przyrost osadów w obrębie niecki jeziornej oraz procesy związane z zarastaniem akwenów. Wielu badaczy wskazuje na ogromne znaczenie strefy brzegowej jako strefy troficznej, która pełni swoistą funkcję bariery dla materiałów spływających ze zlewni, prowadzących do eutrofizacji ich wód (Kolada i Ciecierska 2008; Ptak i Ławniczak 2012; Jusik i Macioł 2014).

Procesy zarastania jezior odgrywają współcześnie bardzo istotną rolę w funkcjonowaniu większości akwenów. Dlatego są przedmiotem zainteresowania również wielu badaczy, a nawet zespołów międzynarodowych

Original article; Received: 30.10.2024; Revised: 29.11.2024; Accepted: 1.12.2024
© by the author, licensee University of Lodz – Lodz University Press, Lodz, Poland. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution license CC BY-NC-ND 4.0 (https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/)

(Valta-Hulkkonen i in. 2004; Partanen i Hellstenm 2005; Linkevičienė 2009; Brižs 2011; Vlasov i in. 2004; Choiński i in. 2023). Ponadto Skowron i Jaworski (2017) zauważyli, że nawet nieznaczne obniżenie poziomu wody o 0,5–0,7 m powoduje wyraźne zmniejszenie się powierzchni jezior, niekiedy nawet aż o 25–30%.

2. Obszar, obiekty, metody i cel badań

Analiza obszaru Niżu Polskiego (Pojezierze Pomorskie, Pojezierze Mazurskie i Pojezierze Wielkopolsko-Kujawskie) przy pomocy zdjęć lotniczych z ortofotomapy wykazała występowanie 590 jezior o powierzchni do 100 ha. Na Pojezierzu Pomorskim położone były 214 obiekty, na Pojezierzu Mazurskim – 200, zaś na Pojezierzu Wielkopolsko-Kujawskim – 176 jezior (rys. 1, tab. 1). Górną granicę powierzchni analizowanych akwenów ograniczono do 100 ha włącznie. Słuszność wyboru takiej wielkości jezior potwierdzają wcześniejsze opracowania odnoszące się do jezior większych (Skowron i Piasecki 2014, 2015; Choiński i Skowron 2022a).

W pracy wykorzystano dane z ortofotomapy z lat 2010–2012 pozyskane z Centralnego Ośrodka Dokumentacji Geodezyjnej i Kartograficznej (CODGiK). Przy ich obróbce posłużono się programem graficznym ArcGIS pozwalającym na wektoryzację podkładu rastrowego. Podstawą było stworzenie plików wektorowych (.shp), do których w tabeli atrybutów wprowadzono już ręcznie identyfikatory w postaci powierzchni warstw tematycznych za pomocą funkcji „Oblicz Geometrię…" (Gotlib i in. 2007; Hildebrandt-Radke i Przybycin 2011).

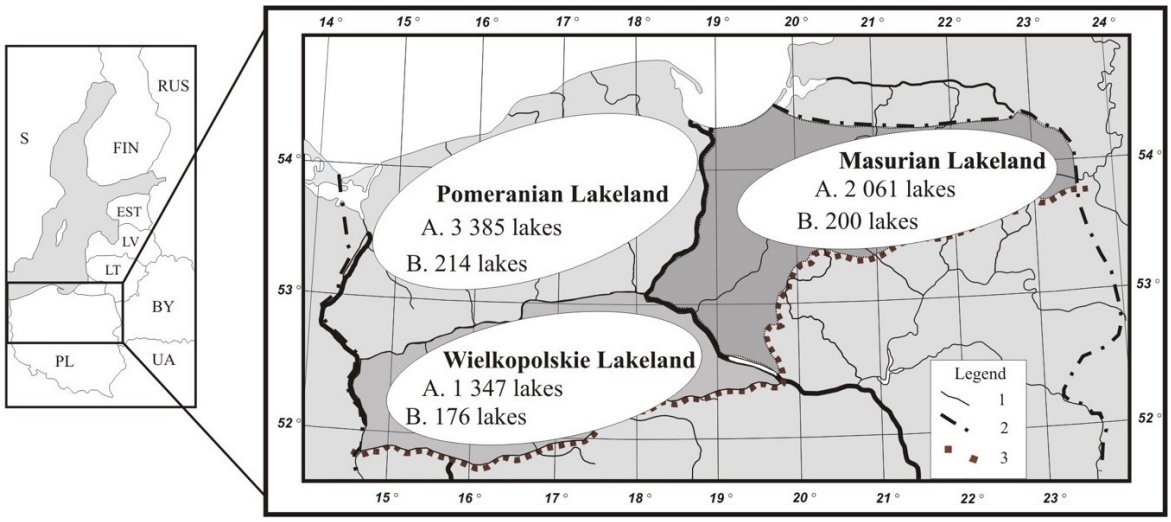
Podkład rastrowy, na którym wykonane były pomiary (w skali nie mniejszej niż 1:1 000), utworzony został z połączenia zdjęć satelitarnych o dokładności piksela wynoszącego najczęściej 0,5 m. Prace kameralne weryfikowano poprzez badania terenowe (fot. 1 i 2).

Szczególną uwagę podczas wektoryzacji zwrócono na strefę przybrzeżną, wyraźnie odróżniającą się na ortofotomapach i prezentującą stan faktyczny roślinności makrofitowej w jeziorach. W pracach kameralnych wypreparowano zarysy linii brzegowej jezior, zasięg roślinności wynurzonej oraz wysp w obrębie mis jeziornych. Pozwoliło to na uchwycenie ich szczegółowych zarysów. Do nich zaliczyć należy: wszystkie pojedyncze wyspy roślinności, wszystkie wycinki trzcin w pasie przybrzeżnym, uwzględnienie zabudowy pomostów i betonowych nadbrzeży itp. (Skowron i Piasecki 2014; Skowron i Jaworski 2017).

Dane z ortofotomapy porównano z morfometrią jezior opracowaną przez Instytut Rybactwa Śródlądowego (IRŚ) w Olsztynie. Plany batymetryczne z IRŚ powstały w latach 1958–1968. Uzyskano je na podstawie pomiarów przeprowadzonych z lodu, gdzie sondowania wykonywane były głównie w węzłach siatki kwadratów o boku 50 m. Były one podstawą obliczenia podstawowych parametrów morfometrycznych oraz określenia zasobów wodnych. Liczba jezior objętych takimi badaniami przekroczyła 2 100 (Choiński 2007).

Celem badań jest określenie stopnia przeobrażeń jezior na podstawie analizy i porównań informacji i obliczeń uzyskanych z ww. źródeł.

Autorzy szczególną uwagę skupili m.in. na zmianach powierzchni roślinności wynurzonej, bowiem już Kijowski (1978) wykazał wyraźną sukcesję roślinności brzegowej i pływającej, szczególnie w strefach, w których wpływ zlewni jest najwyraźniejszy. W pracy oznaczono wskaźnik zarastania jezior (*lake overgrowth index*) (%), rozumiany jako procentowy udział powierzchni roślinności wynurzonej w stosunku do całkowitej powierzchni jeziora. Określono także współczynnik zarastania linii brzegowej (*shoreline overgrowth coefficient*), który jest ilorazem powierzchni roślinności wynurzonej (bez powierzchni wysp) do długości linii brzegowej i wyrażony jest w ha/km^{-1}.



Rys. 1. Główne obszary pojezierne na Niżu Polskim: A – wg Katalogu jezior Polski (Choiński 2006), B – wybranych i analizowanych jezior o powierzchni powyżej 1 do 100 ha włącznie oznaczonych na podstawie ortofotomap; 1 – rzeki, 2 – granice państw, 3 – maksymalny zasięg ostatniego zlodowacenia

Fig. 1. Main lakelands in the Polish Lowlands: A – the total number of lakes (according to the Catalog of Polish Lakes, Choiński 2006), B – selected and analyzed lakes with a surface area between 1 and 100 hectares, identified based on orthophotomaps; 1 – rivers, 2 – national borders, 3 – maximum extent of the last glaciation

Ponadto starano się uchwycić przeobrażenia jezior związane ze zmianami ich powierzchni. Na ten problem wcześniej już zwracali uwagę m.in. Skowron i Jaworski (2017) oraz Choiński i Skowron (2022a, 2022b).

Fot. 1. Strefa zarastania jeziora Tobellus na Pojezierzu Suwalskim (fot. R. Skowron)

Photo 1. Overgrowth zone of Lake Tobellus in the Suwałki Lake District (photo by R. Skowron)

Autorzy niniejszego opracowania zdają sobie sprawę z pewnej ułomności podjętego opracowania, wynikającej z wykorzystania różnorodnych źródeł, opartych na odmiennych metodach badań oraz zróżnicowanego czasu pozyskiwania danych (Choiński i Zieliński 2023; Zieliński i in. 2023).

Fot. 2. Jezioro Chalińskie na Pojezierzu Dobrzyńskim (fot. R. Skowron, 2012)

Photo 2. Lake Chalińskie in the Dobrzyńskie Lakeland (photo by R. Skowron, 2012)

Tabela 1. Zróżnicowanie powierzchni badanych jezior w klasach wielkości (w ha) w obrębie poszczególnych pojezierzy według: A – Katalogu jezior Polski, B – ortofotomapy

Table 1. Variation in the surface area of the studied lakes by size classes (in hectares) within individual lake districts according to: A – the Catalog of Polish Lakes, B – orthophotomaps

Pojezierze *Lakeland*	Źródło danych *Data source*	Powierzchnia jezior w ha (liczba jezior) *Lake surface area in ha (number of lakes)*			Razem *Total*
		1–10,0	10,1–50,0	50,1–100,0	
Pomorskie *Pomeranian*	A	104,8 (18)	4 002,5 (137)	3 958,9 (59)	8 066,2 (214)
	B	104,2 (17)	3 994,0 (138)	4 040,4 (59)	8 138,5 (214)
Mazurskie *Mazurian*	A	151,6 (22)	3 291,8 (115)	4 529,0 (65)	7 972,4 (202)
	B	132,6 (18)	3 317,0 (115)	4 705,6 (67)	8 155,2 (200)
Wielkopolsko-Kujawskie *Greater Poland-Kuyavian*	A	53,6 (9)	3 441,4 (117)	3 602,6 (51)	7 097,6 (177)
	B	63,9 (10)	3 256,9 (109)	4 118,9 (57)	7 439,7 (176)

Analizowane jeziora pod względem głębokości są zbiornikami płytkimi, o średniej głębokości 4,4 m. Maksymalna głębokość zawarta jest między 1,1 m (Jez. Kały) a 47 m (Jez. Wielickie). Dla 7 jezior głębokość maksymalna jest większa od 40 m, zaś dla 17 jezior jest mniejsza od 2 m.

W pracy posłużono się dwoma wskaźnikami. Najważniejszym z nich jest wskaźnik zarastania jezior (*lake overgrowth index*) (%), rozumiany jako procentowy udział powierzchni roślinności wynurzonej w stosunku do całkowitej powierzchni jeziora. Drugi wskaźnik, nazwany współczynnik zarastania linii brzegowej (*shoreline overgrowth coefficient*), jest ilorazem powierzchni roślinności wynurzonej (bez powierzchni wysp) do długości linii brzegowej i wyrażony w ha/km^{-1}.

3. Rezultaty

A. Choiński (2007) zwraca uwagę, że do roku 1965 (w ciągu prawie 50 lat), powierzchnia jezior w obrębie Niżu Polskiego zmniejszyła się o 11,62%, zaś na Pojezierzu Pomorskim o 9,69%, na Pojezierzu Mazurskim o 9,98%, natomiast na Pojezierzu Wielkopolsko-Kujawskim aż o 15,21%.

Analiza powierzchni 590 jezior wykazała, że 13 jezior cechuje się powierzchnią mniejszą niż 5 ha (tab. 2). Powierzchnia 116 zbiorników na ogół mieści się w przedziale od 5 do 20 ha, zaś 64 jezior jest większa niż 80 ha. Zatem najwięcej badanych jezior mieści się w przedziale wielkości od 20 do 80 ha (400 jezior).

Zauważono, że poszczególne jeziora miały największe powierzchnie obliczone według pomiarów przeprowadzonych przez Instytut Rybactwa Śródlądowego (IRŚ) w Olsztynie (tab. 2). Znacznie mniejsze powierzchnie tych jezior oznaczono na podstawie ortofotomap, co dokumentuje jednoznacznie proces zmniejszania się powierzchni akwenów.

Najmniejsze powierzchnie jezior określono według Katalogu jezior Polski. Przeciętnie najmniejsze różnice powierzchni według różnych źródeł stwierdzono między danymi IRŚ i ortofotomapami, natomiast największe między danymi IRŚ i Katalogiem jezior Polski. Potwierdzają to dane standardowe odchylenia różnic między poszczególnymi danymi (tab. 3).

Możliwość prześledzenia zmian sukcesji roślinności w jeziorach, bez względu na kierunek zmian, dają dwa wskaźniki: współczynnik zarastania jeziora (%) i współczynnik zarastania linii brzegowej (ha/km^{-1}) (Skowron, Jaworski 2017).

Tabela 2. Powierzchnie najmniejszych analizowanych jezior (w ha) według różnych źródeł

Table 2. The smallest lake surface areas (in ha) in the Polish Lowlands according to various sources

Jezioro *Lake*	Numeracja zgodna z Katalogiem jezior Polski za: Choiński (2006) *Lake numbering according to the Catalogue of Lakes of Poland after Choiński (2006)*	Według ortofotomap (2010–2012) *According to orthophotomaps (2010–2012)*	Według Instytutu Rybactwa Śródlądowego (1958–1968) *According to Inland Fisheries Institute (1958–1968)*	Według Katalogu jezior Polski za: Choiński (2006) *According to the Catalogue of Lakes of Poland after Choiński (2006)*
bez nazwy	I-19-78	1,6	2,2	1,4
Mały Pełcz	I-79-59	2,5	2,6	2,0
bez nazwy	III-22-05	2,9	2,9	1,7
Mnilonka	I-28-92	3,1	4,8	2,6
bez nazwy	II-18-30	3,2	7,7	6,0
bez nazwy	I-37-11	3,4	3,1	2,5
bez nazwy	II-16-54	3,7	1,8	2,7
bez nazwy	III-10-09	3,9	3,7	2,7
Bułczak	I-36-78	4,0	4,3	3,8
bez nazwy	II-58-07	4,4	5,3	3,8
Klonek	II-19-19	4,7	4,5	3,6
Mozguć	II-19-17	4,9	4,8	3,9
Wykowo	I-28-125	4,9	5,3	3,8
Kały	I-28-11	5,5	7,6	6,4
bez nazwy	III-22-71	5,6	10,3	11,0

Tabela 3. Cechy statystyczne różnic powierzchni jezior między danymi z różnych źródeł: A – między danymi IRŚ i Katalogiem jezior Polski, B – między danymi IRŚ i ortofotomapami, C – między Katalogiem jezior Polski i ortofotomapami

Table 3. Statistical characteristics of the differences in lake surface areas between data from various sources: A – between IRŚ data and the Catalogue of Lakes in Poland, B – between IRŚ data and orthophotomaps, C – between the Catalogue of Lakes in Poland and orthophotomaps

Parametr / *Parameter*	A	B	C
Wartość średnia *Mean value*	2,5	1,2	−1,3
Wartość maksymalna *Maximum value*	61,3	59,8	53,7
Wartość minimalna *Minimum value*	−41,0	−38,1	−42,2
Odchylenie standardowe *Standard deviation*	6,88	6,36	6,09

Spostrzeżono, że powierzchnia zarastania 3 jezior wynosi powyżej 21 ha. Natomiast 5 zbiorników cechuje się zarastaniem poniżej 0,3 ha (tab. 4). Z kolei najniższy współczynnik zarastania, wynoszący poniżej 3%, charakterystyczny jest dla 8 jezior, a najwyższy powyżej 40% cechuje 5 jezior (tab. 5).

W przypadku współczynnika zarastania linii brzegowej, najwyższe wartości charakteryzują jeziora: Świerczyńskie (Pojezierze Wielkopolsko-Kujawskie), jezioro bez nazwy, Trzebickie, Strokowskie, Wioska i Tomickie, osiągając wartości powyżej 4 ha/km^{-1}. Najniższe wartości są mniejsze od 0,3 ha/km^{-1} (tab. 6).

Według danych Instytutu Rybactwa Śródlądowego, sumaryczna powierzchnia zajęta przez roślinność wynurzoną dla wszystkich jezior na Niżu Polskim wynosi 112 219 ha (powierzchnia jezior 141 251 ha), natomiast według ortofotomap 10 637 ha (powierzchnia jezior 138 274 ha), przy średnim współczynniku zarastania jezior odpowiednio: 8,0 i 7,7%. W przypadku danych z ortofotomap najwyższe współczynniki sięgały powyżej 30% dla 35 jezior i były charakterystyczne dla jezior o powierzchni do 50 ha. Z kolei najmniejsze wartości odnosiły się do zbiorników znacznie większych i wynosiły dla 10 jezior poniżej 3% (np. Niegocin – 1,8%, Miedwie – 1,7%, Żarnowieckie – 1,1%).

V. Kowalczyk (1993) zarastanie jezior obliczyła dla 900 zbiorników. Wykazała, że średni współczynnik roślinności wynurzonej wyniósł 4,1% powierzchni jezior, czyli 9 920 km^2. W obrębie Poj. Pomorskiego wynosił 2,8%, Poj. Mazurskiego – 4,0%, a Poj. Wielkopolsko-Kujawskiego aż 7,3%.

Tabela 4. Najmniejsze i największe powierzchnie roślinności wynurzonej (w ha) w jeziorach według ortofotomap i danych Instytutu Rybactwa Śródlądowego

Table 4. The smallest and largest values of the surface area of emergent vegetation (in ha; in lakes with an area of up to 100 ha) in the Polish lakes according to data obtained from orthophotomaps and Inland Fisheries Institute

Jezioro *Lake*	Numeracja zgodna z Katalogiem jezior Polski według: Choiński (2006) *Numbering of lakes according to the Catalogue of Lakes of Poland after Choiński (2006)*	Według ortofotomap (2010–2012) *According to orhto-photomaps (2010–2012)*	Według Instytutu Rybactwa Śródlądowego (1958–1968) *According to Inland Fisheries Institute (1958–1968)*	Jezioro *Lake*	Numeracja zgodna z Katalogiem jezior Polski według: Choiński (2006) *Numbering of lakes according to the Catalogue of Lakes of Poland after Choiński (2006)*	Według ortofotomapy (2010–2012) *According to orhto-photomaps (2010–2012)*	Według Instytutu Rybactwa Śródlądowego (1958–1968) *According to Inland Fisheries Institute (1958–1968)*
Najmniejsze powierzchnie / *Smallest surface areas*				Największe powierzchnie / *Largest surface areas*			
Purwin	II-16-54	0,18	0,04	Świerczyńskie	III-56-10	23,59	10,5
Suszewskie	III-34-20	0,18	13,2	Sejny	II-19-56	21,62	19,0
Pełcz Mały	I-79-59	0,20	0,4	Wioska	III-41-15	21,44	14,3
Klonek	II-19-19	0,23	0,8	Mąkolno	III-35-20	19,60	6,2
bez nazwy	II-38-19	0,30	1,2	Żubrowo	II-19-22	18,83	16,7
Golęczewskie	III-18-77	0,34	0,3	Tomickie	III-42-02	17,48	6,2
bez nazwy	I-37-11	0,41	0,02	Ostrowin	II-42-17	16,75	14,3
bez nazwy	I-18-69	0,45	0,2	Łęgowskie	III-10-13	15,19	18,4
Puc	I-19-70	0,45	0,5	Regielskie	II-38-36	15,19	18,0
bez nazwy	II-58-07	0,51	0,2	Mlewickie	II-57-04	15,14	18,5
Zamkowe	I-16-28	0,51	0,4	Brzeźno	I-53-44	14,78	10,9
bez nazwy	I-19-78	0,52	1,4	Wilczkowo	I-45-45	14,76	6,0
Moczydło	III-47-06	0,56	1,7	Trzebidzkie	III-50-03	14,66	2,5
Wołogoszcz Mała	I-80-88	0,57	1,0	Obrzańskie	III-49-07	13,96	12,6
Bragant	III-18-80	0,58	0,7	Grzymowskie I	II-32-02	13,62	9,4

Tabela 5. Najmniejsze i największe współczynniki zarastania (%) w jeziorach według ortofotomap i danych Instytutu Rybactwa Śródlądowego

Table 5. The smallest and largest overgrowth coefficients (%) in lakes up to 100 ha according to orthophotomaps and data from the Inland Fisheries Institute

Jezioro *Lake*	Numeracja zgodna z Katalogiem jezior Polski według: Choiński (2006) *Numbering of lakes according to the Catalogue of Lakes of Poland after Choiński (2006)*	Według ortofotomap (2010–2012) *According to orhto-photomaps (2010–2012)*	Według Instytutu Rybactwa Śródladowego (1958–1968) *According to Inland Fisheries Institute (1958–1968)*	Jezioro *Lake*	Numeracja zgodna z Katalogiem jezior Polski według: Choiński (2006) *Numbering of lakes according to the Catalogue of Lakes of Poland after Choiński (2006)*	Według ortofotomapy (2010–2012) *According to orhto-photomaps (2010–2012)*	Według Instytutu Rybactwa Śródladowego (1958–1968) *According to Inland Fisheries Institute (1958–1968)*
Najniższe współczynniki / *Lowest coefficients*				Najwyższe współczynniki / *Largest coefficients*			
Suszewskie	III-34-20	0,3	14,4	bez nazwy	II-43-48	59,3	7,6
Kubek	III-08-13	2,2	7,8	Wioska	III-41-15	59,1	39,6
Janikowe	III-18-43	2,3	4,2	bez nazwy	II-43-47	51,0	0,9
Sopień	II-49-76	2,5	7,0	Klasztorne	I-78-40	45,64	25,7
Jeleń	I-18-37	2,76	0,3	Świerczyńskie	III-56-10	40,5	20,5
Czarne	III-10-03	2,9	11,6	Trzebidzkie	III-50-03	37,3	9,3
Zamkowe	I-16-28	2,95	2,2	Czółnów	I-78-71	34,23	30,9
Dębno	II-49-53	3,0	1,7	Sejny	II-19-56	33,5	29,5
bez nazwy	II-38-19	3,1	12,6	Korytowo Małe	I-71-27	32,86	13,1
Wielkie	I-83-25	3,1	15,3	bez nazwy	I-19-78	31,61	53,5
Skrzynka	III-11-37	3,2	3,2	Tomickie	III-42-02	31,1	13,1
Słowa	I-80-49	3,31	4,7	Strokowskie	I-53-27	29,26	12,4
Czarne Dąbrówno	I-18-72	3,32	0,2	Leszczewo	II-18-24	29,0	17,5
Powidzkie Małe	III-34-06	3,4	8,6	Małe	III-50-02	28,6	28,5
Ławickie	III-18-46	3,5	5,2	Płocice	I-28-25	28,46	24,5

Tabela 6. Maksymalne i minimalne współczynniki zarastania linii brzegowej (ha/km^{-1}) w jeziorach według danych Instytutu Rybactwa Śródlądowego i ortofotomap

Table 6. The highest and lowest coefficients of shoreline overgrowth (ha/km^{-1}) in lakes up to 100 ha in the Polish Lowlands according to the orthophotomaps and the Inland Fisheries Institute

Jezioro *Lake*	Numeracja zgodna z Katalogiem jezior Polski według: Choiński (2006) *Lake numbers according to the Catalogue of Lakes of Poland after Choiński (2006)*	Według ortofotomapy (2010–2012) *After orhtophotomaps (2010–2012)*	Według Instytutu Rybactwa Śródlądowego (1958–1968) *After Inland Fisheries Institute (1958–1968)*	Jezioro *Lake*	Numeracja zgodna z Katalogiem jezior Polski według: Choiński (2006) *Lake numbers according to the Catalogue of Lakes of Poland after Choiński (2006)*	Według ortofotomapy (2010–2012) *After orhtophotomaps (2010–2012)*	Według Instytutu Rybactwa Śródladowego (1958–1968) *After Inland Fisheries Institute (1958–1968)*
Wartośći najniższe / *Lowest values*				Wartości najwyższe / *Highest values*			
Kubek	III-08-13	0,02	0,78	Świerczyńskie	III-56-10	5,50	2,64
Sopień	II-49-76	0,20	0,83	bez nazwy	II-43-48	4,75	0,61
Głęboczek Duży	I-66-32	0,21	0,36	Trzebidzkie	III-50-03	4,66	1,10
Czarne	III-10-03	0,23	1,39	Strokowskie	I-53-27	4,29	2,45
Jeleń	I-18-37	0,24	0,05	Wioska	III-41-15	4,07	2,80
Długie	III-29-10	0,27	2,27	Tomickie	III-42-02	4,02	1,75
bez nazwy	II-38-19	0,29	1,10	Runowskie Duże	I-66-35	3,93	2,74
Janikowe	III-18-43	0,31	0,59	Ostrowin	II-42-17	3,61	2,65
Kruszyn	II-30-12	0,31	1,92	Mąkolno	III-35-20	3,44	1,42
Zbyszewickie	III-03-18	0,31	1,01	Czółnów	I-78-71	3,26	3,38
Skrzynka	III-11-37	0,32	0,36	bez nazwy	II-43-47	3,12	0,67
Suszewskie	III-34-20	0,33	1,64	Sejny	II-19-56	3,10	3,14
Ławickie	III-18-46	0,33	0,96	Małe	III-50-02	3,05	3,03
Pożarowskie	III-08-29	0,34	0,86	Klasztorne	I-78-40	2,95	1,83
Wisełka	I-21-06	0,34	0,30	Węgój	II-25-24	2,88	1,37

4. Dyskusja wyników

Przedstawione studia dokumentują i opisują przeobrażenia jezior na obszarze prawie 35% powierzchni Polski. Chociaż w pozostałej części Rzeczpospolitej Polskiej jest znacznie mniej akwenów (Choiński 2006), to „dotykają" je podobne problemy. Jednak warto też zauważyć, że można znaleźć obszary, na których liczba zbiorników może się powiększać zarówno w wyniku skutków antropopresji (np. Rzętała i Jaguś 2012), jak również naturalnych procesów (np. Zieliński 2013).

Zanikanie jezior utożsamiane jest najczęściej z zarastaniem i ze zmniejszaniem się ich powierzchni i objętości. Wynika to z faktu, że jeziora w Polsce są na ogół małe i w większości przypadków płytkie. Za proces zaniku jezior odpowiedzialne są dwa główne czynniki: wahania poziomu wód jeziornych oraz przyrost osadów w obrębie niecki jeziornej. Wielu badaczy wskazuje na znaczenie strefy brzegowej jako strefy troficznej, która pełni swoistą funkcję bariery dla materiałów spływających ze zlewni (Kolada i Ciecierska 2008; Heinsalu i Alliksaar 2009).

Na przestrzeni zwłaszcza ostatnich stuleci, na znacznych obszarach Europy mieliśmy do czynienia z silną deforestacją. Proces ten przyczynił się również do obniżenia się poziomu wód powierzchniowych i podziemnych. Duży wpływ na zmniejszenie się zasobów wodnych w jeziorach miała szeroko rozumiana antropopresja. W niektórych przypadkach doprowadziła ona do znaczącej degradacji jezior (Choiński i Zieliński 2021; Gałek 2022).

W wyniku zabiegów hydrotechnicznych i melioracji przeprowadzanych od połowy XIX wieku, obniżony został poziom wody w wielu jeziorach w Polsce (Niewiarowski 1978; Kaniecki 1997; Kubiak-Wójcicka i Golba 2011; Skowron i Piasecki 2012). Jednym z przykładów dużego wpływu człowieka na poziom wody i jego powierzchnię jest jezioro Gopło. Przeprowadzone w latach 1775–1878 prace regulacyjne w korycie Noteci i zabiegi melioracyjne w górnym jej odcinku, spowodowały obniżenie poziomu wody w jeziorze o ok. 3,0–3,2 m. Tak znaczące obniżenie rzędnej zwierciadła wody do poziomu 77,0 m n.p.m. ukształtowało całkowicie inny zasięg i kształt niecki tego jeziora. Rozpad dawnego Gopła spowodował, że współczesne jezioro stanowi tylko 19,2% jego dawnej powierzchni i 28,1% jego objętości (Dorożyński i Skowron 2002). Podobne przykłady obserwowano także na innych jeziorach Pojezierza Wielkopolskiego (Kaniecki 1997).

Melioracje łąk między Pakością i Łabiszynem spowodowały wyraźne obniżenie zwierciadła wody w wielu jeziorach. W Jez. Sadłogoszcz obniżono poziom wody o 130 cm, w Jez. Mielno o 116 cm. W okolicach Międzyrzecza 16 jezior zmniejszyło wyraźnie swoją powierzchnię. Najbardziej dotknęło to jezior: Paklicko Małe o 35% (27 ha), Grasige o 30%, Paklicko Duże o 24%, Chłop o 22%. Prace regulacyjne w zlewni Wełny spowodowały obniżenie wód gruntowych w okolicach Wągrowca. Od końca XIX w. do dzisiaj na 14 jezior, aż 11 zmniejszyło swoją powierzchnię: Rgielskie o 50 ha, czyli 16%, Łeknieńskie o 12 ha, czyli o 12%, Wiatrowskie o 25%,

Łęgowskie o 25%, Kobyleckie o 23% (Kaniecki 1997). Olbrzymie zmiany zaszły w przypadku Jeziora Rzęcińskiego położonym na terenie Puszczy Noteckiej i Kotliny Gorzowskiej. Jego powierzchnia między rokiem 1895 (35,66 ha) a 2003 (19,4 ha) zmniejszyła się o 73,6% (Barabach 2012), przy obecnej średniej głębokości jeziora 0,9 m i maksymalnej 1,3 m.

Na podstawie zdjęć lotniczych, map satelitarnych oraz pomiarów GPS w latach 1961–2008, zbadano zarastanie dwóch eutroficznych jezior (Niepruszewskie i Tomickie) w Wielkopoksce. Zaobserwowano znaczne różnice między badanymi jeziorami położonymi w zlewniach rolniczych. W porównaniu z danymi z 1961 r., strefa roślinności w jeziorze Niepruszewskim zwiększyła się prawie trzykrotnie, natomiast w jeziorze Tomickim ponad pięciokrotnie (Ławniczak 2010). Prawdopodobnie obniżenie poziomu wody w jeziorze Niepruszewskim i wysoka eutrofizacja w jeziorze Tomickim zostały uznane za główne czynniki powodujące intensywne zarastanie jezior.

Na Pojezierzu Wielkopolsko-Kujawskim współczynnik zarastania jezior wynosi 7,3%, na Pojezierzu Pomorskim 2,8%, zaś na Pojezierzu Mazurskim 4,0%. Zatem można wnioskować, że procesy zarastania rozwinęły się najintensywniej w misach jezior Pojezierza Wielkopolsko-Kujawskiego, ponieważ jest ono najstarsze (Nowacka i Ptak 2007).

Choiński i Madalińska (2002) analizując plany batymetryczne jezior na Pojezierzu Mazurskim i Pomorskim doszli do wniosku, że w ciągu 60–70 lat XX wieku nastąpiło zmniejszenie powierzchni jezior o kilka procent, natomiast objętości nawet o kilkadziesiąt procent. W ciągu prawie 50 lat (do roku 1965), powierzchnia jezior w obrębie Niżu Polskiego zmniejszyła się o 11,62%. Na Poj. Pomorskim powierzchnia jezior skurczyła się o 9,69%, a na Poj. Mazurskim o 9,98%, natomiast na Poj. Wielkopolsko-Kujawskim aż o 15,21%.

Wzrost zarastania jezior obserwowany jest w wielu miejscach w Europie, np. w jeziorze Luupuvesi (środkowa Finlandia) zasięg makrofitów powiększył się z 96 ha w 1953 r. do 355 ha w 1996 r. (Valta-Hulkonen i in. 2004). Natomiast porównanie zdjęć lotniczych z lat 1947–1963 i 1996–2000 dla 7 małych jezior (południowa Finlandia) pokazało zróżnicowane tempo rozwoju makrofitów, od wyraźnej regresji (31–93%) do dużej sukcesji roślin (49–73%) (Partanen i Hellstenm 2005). Również badania przeprowadzone na płytkich jeziorach: Engure (Łotwa) i Võrtsjärv (południowa Estonia) potwierdzają wzrost zasięgu makrofitów w drugiej połowie XX wieku (Briž̌s 2011). Badanie zarastania jezior Naroczańskiego Parku Narodowego (północna Białoruś) przeprowadzone przy pomocy analizy obrazów satelitarnych, wykazały wyraźne zróżnicowanie tego procesu w tej części Białorusi (Vlasov i in. 2004). Współczynnik zarastania jezior wynosi od 7,3% (jez. Miastro) do 14,3% (jez. Batarino). Z kolei na pojezierzach Litwy R. Linkevičienė (2009) stwierdza, że zanik jezior również jest procesem powszechnym, obejmującym różne typy jezior.

5. Wnioski

Współczesne bardzo głębokie przeobrażenia środowiska, zainicjowane intensywną i wieloletnią antropopresją, negatywnie oddziaływują na ekosystemy jezior, które uważa się za cenne geoarchiwa i wrażliwe indykatory stanu środowiska. Niestety zmiany klimatyczne odbijają się istotnie na termice jezior (Skowron i in. 2024), a wydłużające się okresy susz atmosferycznych, agrarnych i hydrologicznych potęgują negatywne przeobrażenia akwenów.

Zarastanie i zanikanie jezior jest naturalnym procesem dla większości akwenów, niezależnie od ich pochodzenia. Badania wykazały, że wskaźnik głębokości (C_R) na Niżu Polskim wynosi średnio zaledwie ok. 16. Do akwenów o dużej odporności na zarastanie i zanikanie (C_R = 30–50) należą jeziora: Błękitne (Pojezierze Mazurskie), Boczne (Pojezierze Mazurskie), Użewo (Pojezierze Mazurskie) i Steklin (Pojezierze Pomorskie) (Skowron 2004). Za to niską odpornością cechuje się ponad 37% analizowanych zbiorników, np. jeziora: Łęgowskie (Pojezierze Mazurskie), Laskowskie (Pojezierze Wielkopolsko-Kujawskie) oraz Resko i Ostrów z Pojezierza Pomorskiego.

Powierzchnia analizowanych jezior, obliczona na podstawie źródeł z przełomu lat 50. i 60. XX wieku (IRŚ), okazała się większa (21 827 ha) od powierzchni tych samych obiektów oznaczonych na podstawie ortofotomap (21 192 ha). Okazało się, że powierzchnia łączna analizowanych jezior zmniejszyła się o 635 ha, co stanowi aż 11,6%.

Powierzchnia roślinności wynurzonej według IRŚ wynosiła 2 238 ha, zaś według ortofotomap zmniejszyła się do 2 196 ha. Z kolei współczynnik zarastania oznaczony na podstawie ortofotomap zwiększył się dla tej grupy jezior zaledwie o 34 ha, natomiast współczynnik zarastania linii brzegowej uległ zmniejszeniu o 1,9%.

Zachodzące we współczesnym świecie przeobrażenia środowiska i ich negatywne oddziaływanie na jeziora podkreślają znaczenie powyższych studiów i konieczność ich dalszego prowadzenia.

6. Literatura

Barabach J. 2012. The history of Lake Rzecin and its surroundings drawn on maps as a background to palaeoecological reconstruction. Limnological Review 12(3): 103–114.

Błaszkiewicz M. 2007. Geneza i ewolucja mis jeziornych na młodoglacjalnym obszarze Polski – wybrane problemy. Studia Limnologica et Telmatologica 1: 5–16.

Briž̌s J. 2011. Dynamics of emergent macrophytes for 50 years in the coastal Lake Engure, Latvia. Proceeding of the Latvian Academy of Sciences 65: 170–177. https://doi.org/10.2478/v10046-011-0033-1

Choiński A. 2006. Katalog jezior Polski [Catalogue of Polish Lakes]. Adam Mickiewicz University Press, Poznań: 1–600.

Choiński A. 2007. Limnologia fizyczna Polski. Wydawnictwo Naukowe Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza, Poznań: 1–547.

Choiński A., Madalińska K. 2002. Changes in lake percentage in Pomeranian Lakeland catchments adjacent to the Baltic since the close of the 19th century. Limnological Review 2: 63–68.

Choiński A., Ptak M. 2008. Zanikanie jezior w Wielkopolsce na tle Polski. Roczniki Gleboznawcze 59(2): 25–31.

Choiński A., Skowron R. 2022a. Słownik limnologiczny. Wydawnictwo Naukowe Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza, Poznań: 1– 173.

Choiński A., Skowron R. 2022b. Zmiany powierzchni i zarastanie jezior w Polsce. Badania Fizjograficzne, Seria A: Geografia Fizyczna XII: 123–140. https://doi.org/10.14746/bfg.2021.12.7

Choiński A., Zieliński A. 2021. Transformation of the morphometry of Lake Osieckie – largest lake in the Świętokrzyskie region. Limnological Review 21(4): 181–187.

Choiński A., Zieliński A. 2023. Changes of the surface area of Morskie Oko and Wielki Staw in the Tatra Mountains. Quaestiones Geographicae 42(1): 15–27. Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań.

Choiński A., Ilyin L., Pasichnyk M., Skowron R., Zieliński A. 2023. Przykłady zarastania i zanikania jezior Niżu Polskiego i Polesia Wołyńskiego Ukrainy. Geograficzne Czasopismo Wołyńskiego Uniwersytetu Narodowego im. Lesi Ukrainki 1(1): 8–24. Wydawnictwo Helvetica, Odessa.

Dorożyński R., Skowron R. 2002. Changes of the basin of Lake Gopło caused by melioration work in the 18th and 19th centuries. Limnological Review 2: 93–102.

Galon R. 1954. Wstępna wiadomość o opracowaniu dotyczącym zanikania jezior w Polsce. Przegląd Geograficzny 26(2): 12–16.

Gałek K. 2022. Zanik Jeziora Aralskiego jako skutek antropopresji. Zeszyty Studenckiego Ruchu Naukowego UJK w Kielcach 31(2): 13–22.

Gotlib D., Iwaniak A., Olszewski R. 2007. GIS, areas of application. Polish Scientific Publisher, Warsaw.

Heinsalu A., Alliksaar T. 2009. Palaeolimnological assessment of environmental change over the last two centuries in oligotrophic Lake Nohipalu Valgjärv, southern Estonia. Estonian Journal of Earth Sciences 58: 124–132. https://doi.org/10.3176/earth.2009.2.03

Hildebrandt-Radke I., Przybycin J. 2011. Zmiany sieci hydrograficznej i zalesienia a melioracje regionu środkowej Obry (centralna Wielkopolska) w świetle danych historycznych i materiału kartograficznego [Changes in the hydrographic network and area under forest in the context of the Middle Obra melioration (central Wielkopolska region), in the light of historical data and cartographic material]. Przegląd Geograficzny 83: 323–342 [in Polish].

Jusik S., Macioł A. 2014. The influence of hydromorphological modifications of the littoral zone in lakes on macrophytes. Oceanological and Hydrobiological Studies 43: 66–76. https://doi.org/10.2478/s13545-014-0119-x

Kalinowska K. 1961. Zanikanie jezior polodowcowych w Polsce [Disappearance of glacial lakes in Poland]. Przegląd Geograficzny 33(3): 511–518.

Kaniecki A. 1997. Influence of XIXth centuries – the meliorations on change of level of waters. In Influence of human impact on lake (Choiński A., ed.): 67–71. Adam Mickiewicz University Press, Poznań.

Kijowski A. 1978. Analiza zbiorników wodnych na podstawie zdjęć lotniczych [Analysis of water reservoirs on the basis of aerial photographs]. Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią. Geografia Fizyczna 31: 93–101 [in Polish].

Kolada A., Ciecierska H. 2008. Methods for lake macrophyte surveying in the light of biological monitoring required by Water Framework Directive. Environmental Protection and Natural Resources 37: 9–24.

Kowalczyk V. 1993. Differentiation overgrowth lakes in catchments within the specified Lakeland. Unpublished PhD Thesis, Adam Mickiewicz University, Poznań.

Kubiak-Wójcicka K., Golba R. 2011. Zmiany powierzchni Jeziora Kuchnia w świetle materiałów kartograficznych [Changes on the area of Kuchnia Lake in the light of the cartographic materials], [w:] Anthropogenic and natural transformations of lakes. Vol. 5 (ed. W. Marszelewski). Polish Limnological Society, Toruń: 97–104.

Kunz M., Skowron R., Skowroński S. 2010. Morphometry changes of Lake Ostrowskie (the Gniezno Lakeland) on the basis of cartographic, remote sensing and geodetic surveying. Limnological Review 10: 77–85.

Linkevičienė R. 2009. Impact of river capture on hydrography and water resources: Case study of Ula and Katra catchments, south Lithuania. The Holocene 19: 1233–1240. https://doi.org/10.1177/0959683615612586

Ławniczak A. 2010. Overgrowing of two polymictic lakes in Central-Western Poland. Limnological Review 10(3–4): 147–156.

Marszelewski W. 2005. Zmiany warunków abiotycznych w jeziorach Polski Północno-Wschodniej [Changes of the abiotic conditions in the lakes of North-East Poland]. Nicolaus Copernicus University Press, Toruń: 1– 288 [in Polish, English summary].

Niewiarowski W. 1978. Fluctuations of water-level in the Gopło lake their reasons. Polish Archives of Hydrobiology 25: 301–306.

Nowacka A., Ptak M. 2007. Zmiany powierzchni jezior na pojezierzu Wielkopolsko-Kujawskim w XX wieku [Changes in the surface of lakes in the Wielkopolsko-Kujawskie Lakeland in the twentieth century]. Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią, Geografia Fizyczna 58: 149–157 [in Polish].

Partanen S., Hellstenm S. 2005. Changes of emergent aquatic macrophyte cover in seven large boreal lakes in Finland with special reference to water level regulation. Fennia 183: 57–79.

Ptak M., Ławniczak A. 2012. Changes in water resources in selected lakes in the middle and lower catchment of the River Warta. Limnological Review, 12: 35–44.

Rzętała M., Jaguś A. 2012. New lake district in Europe: Origin and hydrochemical characteristics. Water and Environment Journal 26(1): 108–117. https://doi.org/10.1111/j.1747-6593.2011.00269.x

Skowron R. 2004. Description of lake basin in the light of selected morphometric indicators, [w:] Machowski R., Rzętała M. (eds.), Limnological Review 4, Katowice: 233–240.

Skowron R., Jaworski T. 2017. Changes in lake area as a consequence of plant overgrowth in the South Baltic Lakelands (N Poland) resulting from natural and anthropogenic factors. Bulletin of Geography, Physical Geography Series, Toruń, 7: 19–30.

Skowron R., Piasecki A. 2012. Changes of water resources and lake floor geometry of Gopło and Ostrowskie Lakes as the result of anthropopressure, [w:] Grześkowiak A., Nowak B., (eds.). Anthropogenic and natural transformations of lakes: 95–97. Institute of Meteorology and Water Management – National Research Institute Press, Poznań.

Skowron R., Piasecki A. 2014. Plant overgrowth as an indicator of lake disappearance – the case of northwestern Poland, [w:] Gastescu P., Marszelwski W., Bretcan P. (eds.). Water resources and wetlands. Transversal Publishing House, Targoviste: 94–101.

Skowron R., Piasecki A. 2015. The spatial analysis of overgrowing the lakes – on example of the Wielkopolska Lake District, [w:] Doganovsky A.M., Naumenko M.A., Isaev D.I., Grześ M., Glazik R., Skowron R. (eds.). Modern problems of Hydrology. Sankt Petersburg, RSHU: 58–68.

Skowron R., Kirvel P., Zieliński A., Choiński A., Kirvel I. 2024. Tendencje zmian temperatury wody i zlodzenia jezior na Pojezierzu Pomorskim w warunkach ocieplajacego się klimatu [Trends of change in temperature and iacing of lakes in the Pomeranian lake in the conditions of a warming climate], [w:] Biotyczne i abiotyczne zasoby Pomorza Środkowego, t. II (red. A. Jaroszewicz, H. Tkaczenko), Słupsk: 113–139.

Starmach K., Wróbel S., Pasternak K. 1976. Hydrobiologia, PWN, Warszawa: 1–621.

Szukalski J. 1956. O zaniku jezior w Polsce. Geografia w Szkole, IX, Warszawa.

Valta-Hulkkonen K., Kanninen A., Pellikka P. 2004. Remote sensing and GIS for detecting changes in the aquatic vegetation of rehabilitated lake. International Journal of Remote Sensing 25: 5745–5758. https://doi.org/10.1080/01431160412331291170

Vlasov B.P., Yakushko O.F., Gigevich G.S., Rachevskij A.N., Loginova E.V. 2004. Oziora Belarusi: Spravochnik [Lakes of Belarus: Handbook]. RUP Minsktipproekt: Minsk, Belarus: 1–284 (in Russian).

Zieliński A. 2013. Rozwój jezior krasowych w Niecce Połanieckiej [Development of karst lakes in Połaniec Basin]. Wydawnictwo Uniwersytetu Jana Kochanowskiego, Kielce: 1–186.

Zieliński A., Stachura M., Jarzyna K., Zagórski P., Wieczorek D. 2023. Wahania poziomu wody w wybranych jeziorach Niecki Nidziańskiej [Water level fluctuations in selected lakes of the Nida Basin]. Acta Universitatis Lodziensis. Folia Geographica Physica 22: 49–63. https://doi.org/10.18778/1427-9711.22.04

Źródła:

Zasoby CODGiK – Centralny Ośrodek Dokumentacji Geodezyjnej i Kartograficznej.

ACTA UNIVERSITATIS LODZIENSIS
Folia Geographica Physica 23, 2024: 49–60, https://doi.org/10.18778/1427-9711.23.05
KATEDRA GEOGRAFII FIZYCZNEJ
Uniwersytet Łódzki

Wojciech Nadziałek

Szkoła Doktorska Uniwersytetu Jana Kochanowskiego w Kielcach, Zakład Geomorfologii i Geoarcheologii
E-mail: *wojtek.nadzialek@poczta.onet.pl*

C O P E
Member since 2021
JM15101

Burza superkomórkowa z 13/14 lipca 2024 r. jako przykład ekstremalnych zjawisk pogodowych w województwie świętokrzyskim

Supercell storm from July 13/14, 2024 as an example of extreme weather events in the Świętokrzyskie region

Zarys treści Postępujące zmiany klimatyczne są przyczyną coraz częstszego występowania ekstremalnych zjawisk pogodowych. Celem pracy było rozpoznanie przyczyn powstania i skutków burzy, która przeszła nocą z 13 na 14 lipca 2024 r. przez obszar województwa świętokrzyskiego, jako przykładu ekstremalnego zdarzenia pogodowego. Burza ta rozwinęła się na chłodnym froncie atmosferycznym, który wypierał masy zwrotnikowe. Najwięcej szkód powstało w zachodniej oraz centralnej części województwa świętokrzyskiego, a łączna długość szlaku zniszczeń wyniosła około 110 km.

Słowa kluczowe Superkomórka burzowa, ekstremalne zjawiska pogodowe, pogoda, województwo świętokrzyskie.

Abstract Progressive climate change is causing more and more frequent occurrence of extreme weather events. The aim of this study was to identify the causes and consequences of a thunderstorm that passed through the area of the Świętokrzyskie Voivodeship on the night of 13 to 14 July 2024, as an example of an extreme weather event. This storm developed on a cool atmospheric front that displaced tropical masses. Most damage occurred in the western and central parts of the Świętokrzyskie Voivodeship, with a total damage path of approximately 110 km.

Keywords Supercell storm, extreme weather phenomena, weather, Świętokrzyskie voivodeship.

1. Wprowadzenie

Zmiany klimatyczne występowały w czasie całej historii Ziemi, jednakże po małej epoce lodowej odnotowano znaczne ich przyśpieszenie, tzw. globalne ocieplenie (Diemientiew 2018). Szczególnie widoczne jest to w przypadku takich elementów pogody, jak temperatura powietrza czy opady atmosferyczne (Tsermagas i Grabowska 2020). Wyraźne ocieplenie klimatu Ziemi obserwowane jest od początku okresu industrialnego. Wobec przyjętego okresu referencyjnego 1850–1900, w latach 2011–2020 odnotowano wzrost średniej globalnej temperatury o około 1,09°C (IPCC 2021). Wzrost średniej temperatury powietrza obserwowany jest także w Polsce, w latach 1901–2000 temperatura wzrastała średnio o 0,0089°C na rok, co w okresie stuletnim doprowadziło do ocieplenia o około 0,9°C (Kożuchowski 2011). Do końca XXI wieku średnia roczna temperatura w Polsce może wzrosnąć o około 3,0–3,5°C (Graczyk 2013).

Jednym ze skutków zmian klimatycznych jest coraz częstsze występowanie ekstremalnych zjawisk pogodowych. W ciągu ostatnich kilkudziesięciu lat najszybszy wzrost naturalnych zdarzeń ekstremalnych, powodujących straty, odnotowano kolejno w Azji, Australii i Oceanii oraz Ameryce Północnej, natomiast najmniejszy w Europie i Ameryce Południowej (Hov in. 2013). Ich występowanie jest jednak często zależne od pory roku. W Stanach Zjednoczonych w ciągu ostatnich 41 lat obserwuje się wzrost częstotliwości występowania wysokich temperatur: 2,1-krotny we wszystkich miesiącach, z 2,6-krotnym wzrostem w miesiącach od lipca do października. Ryzyko ekstremalnych opadów deszczu wzrasta 1,4-krotnie w grudniu i styczniu, ale spada o 22% w miesiącach wiosennych i letnich (Shenoy i in. 2022). Wzrost ekstremalnych opadów deszczu prognozowany jest także w północnej oraz południowej Azji, co może zwiększyć powierzchnię obszarów zagrożonych powodziami. Z kolei spadek opadów i coraz częstsze susze mogą mieć miejsce w Azji Centralnej (IPCC 2018). Obszarami mocno narażonymi na zmiany klimatyczne i związanymi z nimi anomaliami są obszary górskie. Nadal nie jest pewne, czy regiony górskie ocieplają się w innym tempie niż reszta globalnej powierzchni lądowej, czy też wrażliwość na ocieplenie w oparciu o wysokość jest w górach powszechna (Rangwala i Miller 2012). Według części analiz ocieplanie klimatu doprowadzi do wzrostu energii potencjalnej dostępnej

Original article; Received: 26.11.2024; Revised: 17.01.2025; Accepted: 18.01.2025
© by the author, licensee University of Lodz – Lodz University Press, Lodz, Poland. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution license CC BY-NC-ND 4.0 (https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/)

konwekcyjnie (ang. *convective available potential energy*, CAPE), będzie to skutek wzrostu temperatury oraz wilgotności. Jednocześnie zmniejszeniu ulegnie uskok prędkości wiatru przez spadek gradientu termicznego między równikiem a biegunem. Wzrost wartości CAPE sprzyjał będzie występowaniu groźnych burz, choć pogorszenie warunków kinematycznych może jednocześnie negatywnie wpłynąć na takie zjawiska, jak tornada, lecz potwierdzenie tej hipotezy wymaga dalszych badań (Brooks 2013). Najwyższe wartości energii potencjalnej dostępnej konwekcyjnie występują w strefie międzyzwrotnikowej, natomiast najsilniejsze uskoki prędkości wiatru w średnich szerokościach geograficznych. Przy silnych uskokach prędkości niepotrzebne są duże wartości CAPE do powstania zjawisk ekstremalnych, z tego powodu najsilniejsze burze występują w strefie umiarkowanej (Taszarek i in. 2021a). Obserwuje się coraz lepsze środowisko rozwoju burz nad Europą Północną, Centralną oraz Południową z racji wzrostu wilgotności na niskim poziomie. Nad Północno-Zachodnią Europą zaobserwowano również umiarkowany wzrost pionowego ścinania wiatru i względnej skrętności burzowej. Podobna sytuacja ma miejsce nad Wielkimi Równinami w Stanach Zjednoczonych (Taszarek i in. 2021b). Prawdopodobne jest to, że skutkiem występowania cieplejszego klimatu będzie zmniejszenie liczby burz, przy jednoczesnym zwiększeniu ich siły. Ilość wyładowań atmosferycznych może zwiększać się o 10% na każdy stopień ocieplenia (Price 2009).

Zmiany klimatyczne przyczyniają się więc do występowania ekstremów pogodowych. Nie istnieje jedna konkretna definicja ekstremalnych zjawisk pogodowych. Według Międzyrządowego Zespołu ds. Zmian Klimatu (IPCC 2007) są to zdarzenia rzadkie w danym miejscu i porze roku, a ich prawdopodobieństwo jest nie większe niż 10%. Według Lorenc i in. (2012) są to zjawiska, które po uzyskanej w sposób empiryczny wartości krytycznej, widoczne są niszczycielskie skutki danego zjawiska, zagrażające ludności i infrastrukturze obszaru, na którym wystąpiło. Wskazuje się również, że ekstremalne zdarzenia pogodowe mogą być wyznaczane na podstawie właściwego dla danego miejsca rozkładu prawdopodobieństwa (Miętus 2014). Takie zjawiska występują w wielu regionach, również w Polsce, głównie dzięki położeniu naszego kraju w strefie klimatu umiarkowanego (Ustrnul i in. 2014).

Za ekstremalne zdarzenia pogodowe w Polsce można uznać, np. niszczycielskie zjawiska burzowe. W wieloleciu 1949–1998 średnio w Polsce odnotowywano około 24 dni z burzą, przy czym w Tatrach oraz południowo-wschodniej części kraju liczba ta wzrasta do 33 (Bielec-Bąkowska 2002). W latach 1949–2006 liczba dni z burzą w Polsce nie uległa większym zmianom, około 97% wszystkich dni burzowych występowało w okresie od kwietnia do września, przy czym najwięcej zjawisk miało miejsce w lipcu oraz czerwcu (Bielec-Bąkowska 2013). Dość charakterystyczną cechą rozkładu przestrzennego burz w Polsce jest wzrost ich częstości w kierunku z północy na południe (Grabowska 2014). Najwięcej burz występuje podczas napływu mas powietrza z południa oraz południowego-wschodu (Bielec-Bąkowska 2002). Każdego roku w Polsce występuje około 360 000 wyładowań atmosferycznych, najwięcej uderzeń piorunów ma miejsce w pasie od Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej po Pojezierze Mazurskie (Taszarek 2016). W Polsce najkorzystniejsze warunki do powstania groźnych burz są wtedy, gdy jednocześnie występuje spora chwiejność (wysokie wartości CAPE) oraz silne pionowe uskoki prędkości wiatru. Często przy napływie masy zwrotnikowo-morskiej dochodzi do sytuacji, gdy występuje znaczna chwiejność, lecz jednocześnie warunki kinematyczne są niesprzyjające. Dochodzi wtedy do rozwoju niemal stacjonarnych burz wewnątrzmasowych, a ich potencjał do organizowania się w groźne typy burz, takie jak superkomórki burzowe jest mocno ograniczony (Ostrowski i in. 2010).

Województwo świętokrzyskie należy do jednego z bardziej burzowych regionów kraju. Liczba dni z burzą w Kielcach oraz Sandomierzu wyniosła odpowiednio 26,4 oraz 24,0. Obszar ten zakwalifikowano do Regionu Nadwiślańskiego, który odznaczał się dużym wzrostem dni burzowych w latach 1949–1998, co wyróżnia go na tle kraju (Bielec-Bąkowska 2002). Liczba dni z gradem w wieloleciu 1966–2010 osiągnęła wielkość 22, przy czym najwięcej przypada ich na maj oraz czerwiec (Suwała 2014). Występujące w regionie ekstrema pogodowe związane są głównie z temperaturami (Jarzyna 2016) oraz opadami (Jarzyna i in. 2017).

Superkomórki burzowe to najsilniejszy rodzaj burz, które potrafią generować niszczycielskie porywy wiatru, opady dużego gradu, nawalne opady deszczu czy też tornada (Moller i in. 1994). Powstają w obecności pionowych uskoków prędkości i kierunku wiatru (Popławska 2014a). Ten typ burzy wyróżnia obecność ciepłego, stałego i co najważniejsze, rotującego prądu wstępującego określanego mianem mezocyklonu (Weisman i Klemp 1984). Na skutek oddziaływania mezocyklonu z przednim prądem zstępującym (ang. *forward flank downdraft*) i tylnym prądem zstępującym (ang. *rear flank downdraft*), tworzy się charakterystyczna dla tej burzy formacja chmurowa określana jako chmura stropowa (rys. 1). Przy odpowiednio niskim poziomie kondensacji dochodzi do rozwoju trąby powietrznej (Leziak 2015). Z prądem wstępującym w superkomórce związane jest zjawisko *overshooting top*, czyli kopuły znajdującej się nad kowadłem chmury burzowej (Skywarn Polska). Silny prąd wstępujący w superkomórkach burzowych powstały przy obecności znaczących pionowych uskoków prędkości wiatru jest powodem tworzenia się dużych gradzin wewnątrz chmury burzowej (Suwała 2014). Wielkość gradu może osiągać czasem kilkanaście centymetrów. Dość charakterystycznym zjawiskiem dla tego typu burz są także gwałtowne prądy zstępujące (ang. *downburst*), czyli strumień opadającego zimnego powietrza zdolny do generowania niszczycielskich porywów wiatru (Fujita 1978). Ze względu na obejmowany przez to zjawisko obszar, dzieli się je na lokalne, z zasięgiem do 4 km (ang. *microburst*) oraz rozległe, obejmujące obszar powyżej 4 km (ang. *macroburst*). Wynika z tego, że mogą one być charakterystyczne nawet dla niezbyt dużego terenu (Fujita 1981). Bardzo często silne porywy wiatru mają

miejsce za wałem szkwałowym (rys. 2), który stanowi widoczną granicę frontu szkwałowego. Superkomórki można traktować jako niewielkie ośrodki niskiego ciśnienia z systemem tzw. pseudofrontów: dwa chłodne psudofronty związane z przednim oraz tylnym prądem zstępującym i ciepły pseudofront ograniczający ciepłe i wilgotne powietrze napędzające mezocyklon. Wzdłuż linii oddzielającej tylny prąd wstępujący i mezocyklon dochodzi do rozwoju chmur konwekcyjnych. Jest to tzw. linia oskrzydlająca (ang. *flanking line*), kolejna formacja charakterystyczna dla superkomórki burzowej (Skywarn Polska).

Rys. 1. Chmura stropowa w dniu 23 lipca 2022 r. w okolicach Łagowa (woj. świętokrzyskie) (fot. W. Nadziałek)

Fig. 1. Wall cloud on July 23, 2022 near Łagów (Świętokrzyskie voivodeship) (photo by W. Nadziałek)

Rys. 2. Wał szkwałowy na czele superkomórki burzowej w dniu 12 lipca 2023 r. w okolicy Radomia (woj. mazowieckie) (fot. W. Nadziałek)

Fig. 2. Shelf cloud on the leading edge of supercell storm on July 12, 2023 near Radom (Masovian voivodeship) (photo by W. Nadziałek)

Jednym ze wskaźników, dzięki któremu można rozpoznać superkomórkę burzową jest jej odmienny tor ruchu względem pozostałych burz. Przyjmuje się, że cykloniczne superkomórki poruszają się o 20° w prawo i z prędkością równą 85% średniej prędkości wiatru, jeśli średnia prędkość wiatru przekracza 15 m/s. W innych przypadkach ich ruch odbywa się o około 30° w prawo, przy prędkości wynoszącej 75% średniej prędkości wiatru (Davies i Johns 1993). Ze względu na tor przemieszczania można podzielić je na dwa typy: lewoskrętne i prawoskrętne. Superkomórki lewoskrętne cechują się tym, że na półkuli północnej poruszają się na zachód (prawoskrętne na wschód) od kierunku wiatru wyznaczonego przez wektor wypadkowy kierunków wiatrów w płaszczyźnie poziomej (Leziak 2015).

Istnieje również podział tych burz ze względu na ilość generowanych przez nie opadów. Pierwszym typem są superkomórki niskoopadowe (*low precipitation*) cechujące się bardzo ograniczoną strefą opadu deszczu, czasem występują jednak intensywne opady gradu. To dość fotogeniczna odmiana tego typu burz. Superkomórki klasyczne posiadają wyraźnie oddzielone od siebie strefę opadu oraz prądu wstępującego. Natomiast typ wysokoopadowy (*high precipitation*) często generują nawalne opady deszczu mogące powodować powodzie błyskawiczne i silne prądy zstępujące (Szuster 2013).

Superkomórkę burzową wyróżnia się także po obecności charakterystycznych dla niej sygnatur radarowych. Najważniejszą z nich jest tzw. *hook echo*. Jak nazwa wskazuje przyjmuje ona formę haka. Powstaje w momencie, gdy opady powiązane z prądem wstępującym zostają zawinięte przez tylni prąd zstępujący. Wskazuje to na obecność mezocyklonu i potencjalne ryzyko trąby powietrznej (Leziak 2015). Nie zawsze jednak *hook echo* przybiera formę idealnego haka. Dlatego też wyróżniono inne odmiany tej sygnatury: *pendant*, *doughnut*, *bird* oraz *spiral* (Markowski 2002). Kolejną charakterystyczną cechą superkomórki na radarze jest BWER (ang. *Bounded Weak Echo Region*) – ograniczony obszar słabego echa. Sygnatura ta powstaje w momencie, gdy silny prąd wstępujący uniemożliwia dostanie się do jego centralnej części dużych gradzin, z racji na znaczną prędkość wiatru opady trwają krótko. Z tego wynika słabsza odbiciowość na obrazach radarowych. Obecność BWER zazwyczaj powiązana jest też z opadami dużego gradu (Knight i Knight 2001). Z superkomórkami burzowymi związana jest także sygnatura *V-notch*. To wcięcie w kształcie litery V związane jest z rozbieżnością wiatru w obrębie prądu wstępującego, często zapowiada możliwość wystąpienia gwałtownego prądu zstępującego (Popławska 2014b).

Superkomórka burzowa, która przeszła nad województwem świętokrzyskim nocą z 13 na 14 lipca 2024 r. była świetnym przykładem wystąpienia ekstremalnych zjawisk związanych z tego typu burzami.

2. Cel, dane i metody pracy

Celem pracy było rozpoznanie genezy, trasy oraz skutków burzy superkomórkowej, która przeszła nad województwem świętokrzyskim nocą 13/14 lipca 2024 r. Burza ta została wybrana do badań ze względu na jej destruktywny charakter, było to jedno z najsilniejszych tego typu zjawisk w ostatnich latach w województwie świętokrzyskim. Niewiele jest również szerszych opracowań dotyczących tego typu burz na prezentowanym obszarze.

Analizie poddano dostępną dokumentację fotograficzną (w tym zdjęcia wykonane za pomocą drona), zobra-

zowania radarowe oraz mapy synoptyczne. Wykorzystane zostały także informacje uzyskane podczas bezpośredniej obserwacji. Źródłem fotografii była przede wszystkim strona Storm Chasers Świętokrzyskie (https://www.facebook.com/stormchaserssw), na którą mieszkańcy województwa świętokrzyskiego nadsyłali zdjęcia. W artykule wykorzystano dane synoptyczne oraz mapy udostępnione przez Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej oraz stowarzyszenie Polscy Łowcy Burz (https://lowcyburz.pl/). W tekście ujęto także raporty z European Severe Weather Database (https://eswd.eu/), gdzie znajduje się bogata baza danych o niebezpiecznych zdarzeniach pogodowych. Analizie poddano również dane ze stacji pogodowych należących do IMGW (https://danepubliczne.imgw.pl/) oraz stacji amatorskich (https://www.wunderground.com), które znalazły się na trasie burzy. Wykorzystano także dane z wcześniejszych analiz groźnych zjawisk pogodowych na wschodzie województwa świętokrzyskiego (Nadziałek 2024).

Do analizy superkomórki burzowej wykorzystano dane radarowe udostępniane przez IMGW dotyczące odbiciowości. Pochodziły one ze strony internetowej Radar Opadów (https://old.radar-opadow.pl/), na której dostępne są także dane archiwalne. Odbiciowość oznacza ilość echa, jakie powraca po odbiciu od hydrometeorów. Im więcej jest ich w atmosferze, tym więcej odbija się od nich promieniowania elektromagnetycznego i silniejsza jest odbiciowość (Pilorz i Laskowski 2017). W niniejszej pracy wykorzystano produkt CAPPI, czyli zobrazowanie echa radarowego w trakcie pomiaru na wybranej wysokości (Dziewit 2010). W tym przypadku była to wysokość 1 km. Jest to bardzo przydatne narzędzie, dzięki któremu można łatwo ocenić natężenie opadu w danej burzy. Prędkość porywów wiatru w burzy podano w km/h, natomiast sumę opadu w mm. Do opisu sytuacji synoptycznej wykorzystano standardowe parametry używane przy prognozowaniu burz. Chwiejność termodynamiczną wskazuje CAPE (ang. *convective available potential energy*), czyli energia potencjalna dostępna konwekcyjnie. Jej wartość jest tym wyższa, im większy jest pionowy gradient temperatury w troposferze. Warunki kinematyczne opisano za pomocą wybranych parametrów: DLS (ang. *deep layer shear* – uskoki pionowe wiatru w warstwie 0–6 km), LLS (ang. *low layer shear* – uskoki pionowe w warstwie 0–1 km), SRH (ang. *storm relative helicity* – względna skrętność burzowa w profilu 0–3 km). Określają one potencjał do zmiany siły i kierunku wiatru w różnych częściach troposfery (Ostrowski i in. 2010). Dane te pochodziły z numerycznych modeli pogodowych European Centre for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF) oraz amerykańskiego Global Forecast System (GFS).

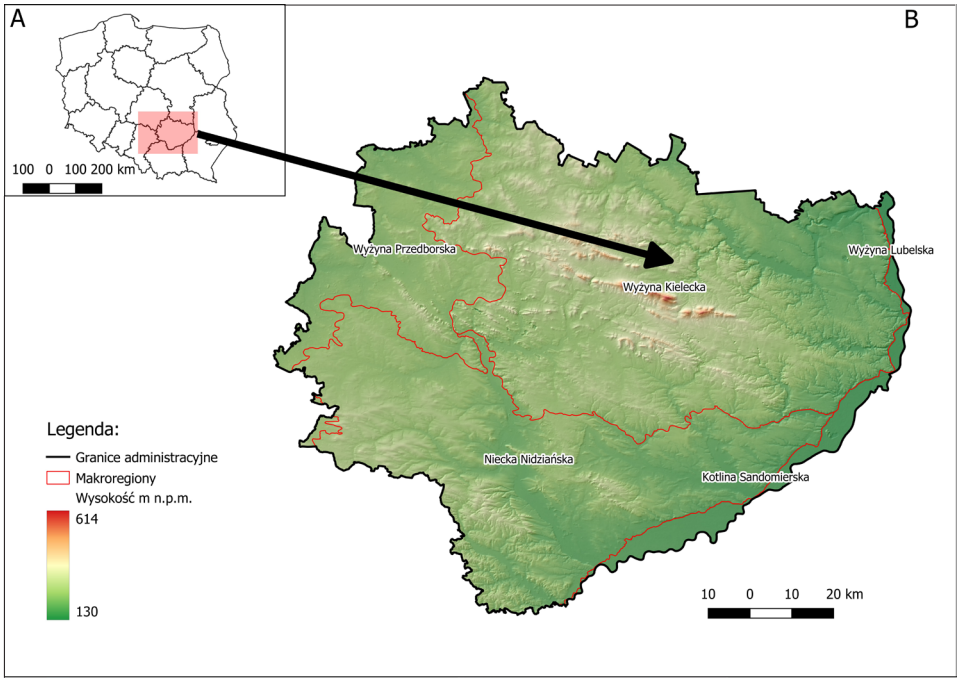
Analiza polegała na pozyskaniu materiałów: fotografii, skanów radarowych, map synoptycznych, prognoz pogody, danych ze stacji pogodowych. Następnie wszelkie dane badawcze były sprawdzane pod względem daty ich wykonania i lokalizacji. Dzięki temu istniała możliwość dokładnego prześledzenia trasy superkomórki burzowej i porównania fotografii zniszczeń z odpowiednimi skanami radarowymi i relacjami świadków zjawiska. Analiza prowadzona była chronologicznie – od najstarszych zdarzeń związanych z burzą do momentu jej osłabnięcia oraz opuszczenia granic województwa świętokrzyskiego. Wykorzystano również informacje z bezpośrednich obserwacji terenowych burzy przez autora. W pracy uwzględniono głównie skutki burzy związane z intensywnymi opadami deszczu, silnymi porywami wiatru oraz dużym gradem z powodu tego, że te zjawiska wyrządziły największe szkody podczas przechodzenia superkomórki. Finalnie dokonano porównania analizowanej burzy z innymi podobnymi zjawiskami w Europie oraz Polsce.

3. Obszar badań

Województwo świętokrzyskie położone jest w środkowej Polsce (rys. 3). Zajmuje ono powierzchnię około 11 710 km^2. Pod względem fizycznogeograficznym leży w obrębie podprowincji Wyżyny Małopolskiej, prowincji Wyżyny Polskie, makroregionów: Wyżyna Przedborska, Wyżyna Kielecka, Niecka Nidziańska oraz w niewielkim stopniu Wyżyna Lubelska i Kotlina Sandomierska (Richling i in. 2021).

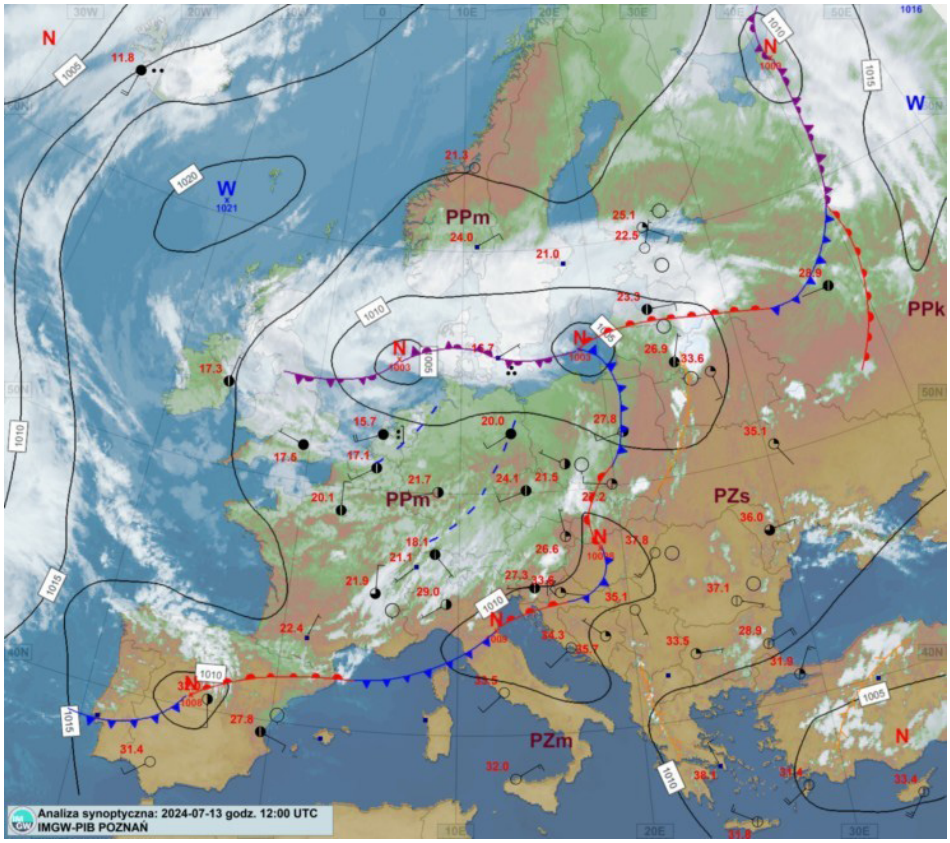
4. Sytuacja synoptyczna w dniu 13 lipca oraz w nocy 13/14 lipca 2024 r.

Polska w dniu 13 lipca 2024 r. znajdowała się pod wpływem układu niskiego ciśnienia z centrum nad Morzem Północnym, dodatkowo nad krajem rozwinął się również płytki niż wtórny (rys. 4). Z niżami barycznymi związany był układ frontów atmosferycznych, na wschód kraju przemieszczał się chłodny front atmosferyczny. Wypierał on zalegające nad krajem masy powietrza pochodzenia zwrotnikowo-starego. Przed frontem rozwinęła się również strefa konwergencji. Polska była podzielona na dwie strefy – wschodnią, cieplejszą oraz znacznie chłodniejszą zachodnią część kraju. Zalegające powietrze cechowało się dużą niestabilnością. Modele numeryczne ECMWF oraz GFS prognozowały wysokie wartości energii potencjalnej dostępnej konwekcyjnie do 1500–2000 J/kg. Bardzo sprzyjające dla rozwoju superkomórek były również parametry kinematyczne: uskoki pionowe wiatru w warstwie 0–6 km miały wartość do 20 m/s, z kolei w warstwie 0–1 km do 10 m/s. Wysoka była także względna skrętność burzowa, wartość SRH wyniosła do 200–250 m^2/s^2. Takie warunki sprzyjały tworzeniu się mezocyklonu w burzach, a co za tym idzie także superkomórek burzowych (Popławska 2014). Modele numeryczne ECMWF oraz GFS jednoznacznie wskazywały, że burze będą mieć w analizowanym dniu potencjał do generowania nawalnych opadów deszczu w krótkim czasie, jak również silnych porywów wiatru oraz opadów dużego gradu, w mniejszym stopniu ryzyka trąby powietrznej ze względu na podwyższony poziom kondensacji. W ciągu dnia najlepsze warunki do rozwoju burz miały utrzymywać się na wschodzie województwa świętokrzyskiego, nocą z kolei istniało ryzyko wkroczenia do regionu silnego układu burzowego.



Rys. 3. Położenie województwa świętokrzyskiego na tle Polski (A) oraz na tle makroregionów (B) (oprac. na podstawie: Richling i in. 2021 oraz Główny Urząd Geodezji i Kartografii)

Fig. 3. The location of the Świętokrzyskie voivodeship in Poland (A) and in macroregions (B) (prepared on the basis of Richling *et. al.* 2021 and Central Office of Geodesy and Cartography)

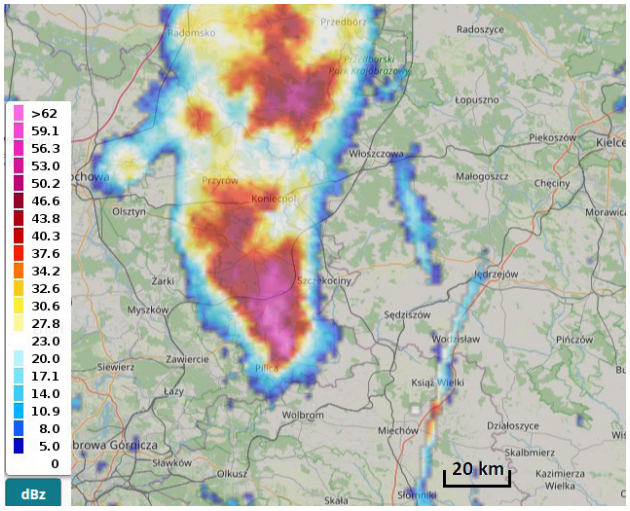


Rys. 4. Mapa synoptyczna obszaru Europy z dnia 13 lipca 2024 12:00 UTC
Źródło: https://meteo.imgw.pl

Fig. 4. Synoptic map of the European area on July 13, 2024 12:00 UTC
Source: https://meteo.imgw.pl

5. Analiza trasy superkomórki burzowej w nocy 13/14 lipca 2024 r.

Około godziny 21:00 UTC na granicy polsko-czeskiej, w rejonie Jastrzębia-Zdroju doszło do rozwoju komórek konwekcyjnych. Początkowo przybierały one formę izolowanych i dość niewielkich burz, przemieszczały się na północny-wschód (rys. 5). Przed północą jedna z burz znajdująca się w pobliżu Gliwic zaczęła wykazywać cechy superkomórki burzowej prawoskrętnej. Komórka ta zaczęła kierować się w odchyleniu na wschód względem tras innych burz. Około godziny 23:20 UTC burza uległa znacznej intensyfikacji. Z raportów Europejskiej Bazy Danych o Gwałtownych Zjawiskach Atmosferycznych (ESWD) wynika, że w pobliżu Zawiercia już wtedy odnotowano szkody po silnych porywach wiatru w postaci uszkodzonego drzewostanu. Superkomórka przemieściła się dalej w rejon Szczekocin, jej sygnatura radarowa cechowała się silną odbiciowością. Burza wkroczyła do województwa świętokrzyskiego około 23:40 UTC. Wyróżniała się już wtedy bardzo dużą aktywnością elektryczną oraz wysoko wypiętrzonym kowadłem burzowym, dodatkowo superkomórka była zdolna do generowania opadów dużego gradu. W ESWD widnieją raporty, że w tym czasie w burzy występował intensywny opad gradu o średnicy około 3 cm, np. w okolicy Szczekocin (rys. 6). Pobliska stacja opadowa w Bonowicach zanotowała opad dobowy o wartości 38,3 mm.



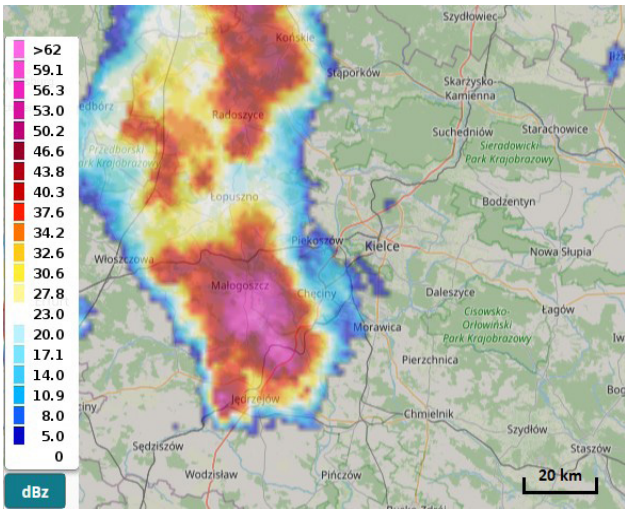
Rys. 5. Obraz radarowy z dnia 14 lipca 2024 23:20 UTC
Źródło: https://old.radar-opadow.pl

Fig. 5. Radar image from July 14, 2024 23:20 UTC
Source: https://old.radar-opadow.pl

Superkomórka burzowa z dużą gwałtownością przemieszczała się przez powiat włoszczowski oraz jędrzejowski pomiędzy godziną 23:40 a 00:20 UTC. Na obrazie radarowym z godziny 00:10 UTC w okolicy Jędrzejowa wyraźnie widoczna była zbita struktura rdzenia burzy, odbiciowość przekraczała w wielu miejscach 60 dBz (rys. 7), co oznaczało występowanie nawalnego opadu deszczu oraz wysokie prawdopodobieństwo gradu. Przy odbiciowości 55 dBz przyjmuje się, że suma opadu może wynosić 100 mm/godz. (Pilorz i Laskowski 2017). Niestety, w powiecie jędrzejowskim na trasie burzy nie znajdowała się żadna stacja opadowa IMGW, pobliska stacja w Kliszowie (powiat pińczowski) została w większości ominięta przez burzę i zanotowała jedynie opad wielkości 9 mm, podobnie jak amatorskie stacje meteorologiczne znajdujące się w Jędrzejowie oraz Sędziszowie, odpowiednio o wartości 8,13 mm oraz 12,4 mm. Zabrakło dostępnych danych również ze stacji opadowej Konieczno (powiat włoszczowski).

Rys. 6. Gradziny po burzy z 13/14.07.2024 r., Szczekociny
Źródło: Tomasz Billu/Myszkowscy Łowcy Burz

Fig. 6. Hailstones after the storm of July 13/14, 2024, Szczekociny
Source: Tomasz Billu/Myszkowscy Hunters Storms



Ryc. 7. Obraz radarowy z dnia 14 lipca 2024 00:10 UTC
Źródło: https://old.radar-opadow.pl

Fig. 7. Radar image from July 14, 2024 00:10 UTC
Source: https://old.radar-opadow.pl

W ESWD można odnaleźć informacje o 7 zdarzeniach związanych z opadem dużego i intensywnego gradu. Wielkość gradzin spadających w powiecie jędrzejowskim oraz włoszczowskim wynosiła od 2,5 cm do nawet 4 cm (rys. 8A). Opady gradu połączone były także z nawalnym deszczem, na obrazach radarowych widoczna była silna odbiciowość (rys. 7). Znaczna wielkość gradzin i ich duża ilość była przyczyną szkód w uprawach (rys. 8B). Rolnicy szacowali, że w niektórych miejscach w powiecie jędrze-

jowskim ich straty sięgały nawet 100%. Superkomórka burzowa generowała także na tym obszarze bardzo silne porywy wiatru związane z prądem zstępującym burzy. W połączeniu z gradem potęgowało to występowanie szkód w uprawach rolnych. Sam wiatr czynił także ogromne zniszczenia w drzewostanie oraz uszkadzał budynki (głównie zrywał dachy). W powiecie włoszczowskim oraz jędrzejowskim odnotowano łącznie 33 zdarzenia związane z gwałtownym wiatrem w ESWD. Jak podawał serwis Echo Dnia, straż pożarna interweniowała w powiecie jędrzejowskim 270 razy, odnotowano łącznie 51 uszkodzonych budynków mieszkalnych i 52 budynki gospodarcze. W powiecie włoszczowskim było 60 interwencji, uszkodzonych zostało 9 budynków mieszkalnych i 5 budynków gospodarczych, w tym silosy (rys. 9B). Zniszczenia w drzewostanie (rys. 9A) na tym obszarze były na tyle poważne, że w części lasów znajdujących się w obrębie Nadleśnictwa Jędrzejów, w okolicy takich miejscowości, jak Caców, Oksa, Cierno, Kanice i Czarny Las został wprowadzony zakaz wstępu do lasów. Warto jednak zauważyć, że wszelkie szkody w tutejszych lasach nie były skutkiem trąby powietrznej. Na dostępnych zdjęciach z drona (rys. 9C) widać, że drzewa powalone są w jednym kierunku, nie są powykręcane. Wiatr więc wiał z jednego konkretnego kierunku, co nie miałoby miejsca w przypadku trąby powietrznej. Badacze z ESWD oszacowali na podstawie zniszczeń, że maksymalna prędkość porywów wiatru na tym obszarze mogła dochodzić do 180 km/h, co odpowiada stopniowi 1,5 w Międzynarodowej Skali Fujity (International Fujita – IF). Warto dodać, że amatorskie stacje meteorologiczne znajdujące się na tym obszarze, nie odnotowały silnych porywów wiatru.

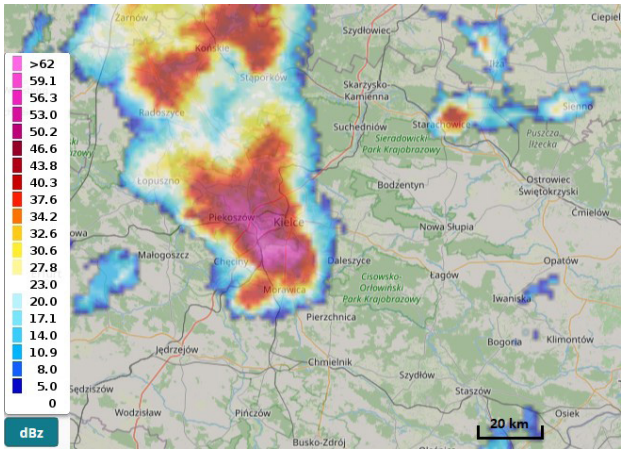
Rys. 8. A – gradziny po burzy z 13/14.07.2024, Nagłowice (fot. M. Wąwoźniak); B – szkody w uprawach kukurydzy po burzy z 13/14.07.2024, Potok Wielki (źródło: OSP Potok Wielki)

Fig. 8. A – hail after storm of 13/14.07.2024, Nagłowice (photo by M. Wąwoźniak); B – damage to corn crops after storm of 13/14.07.2024, Potok Wielki (source: Volunteer Fire Department in Potok Wielki)

Około godziny 00:20–00:50 UTC superkomórka burzowa przemieszczała się nad powiatem kieleckim oraz Kielcami. Burza nadal była bardzo silna, generowała nawalne opady deszczu, duży grad oraz silne porywy wiatru. Na obrazach radarowych utrzymywała się bardzo wysoka odbiciowość przekraczająca 60 dBz (rys. 10). Wysoka była także aktywność elektryczna burzy, podczas jej przechodzenia wyładowania padały niemal nieprzerwanie.

Rys. 9. A – powalone drzewo po burzy z 13/14.07.2024, okolice Sędziszowa (źródło: Echo Dnia Świętokrzyskie); B – uszkodzony silo na skutek silnego wiatru po burzy z 13/14.07.2024, Moskorzew (źródło: KP PSP Włoszczowa); C – zniszczony las po burzy z 13/14.07.2024, okolice Popowic (fot. M. Nowakowski)

Fig. 9. A – fallen trees after the storm of 13/14.07.2024, near Sędziszów (source: Echo Dnia Świętokrzyskie); B – damaged silo due to strong winds after the storm of 13/14.07.2024, Moskorzew (source: District Headquarters of the State Fire Service Włoszczowa); C – destroyed forest after the storm of 13/14.07.2024 near Popowice (photo by M. Nowakowski)



Rys. 10. Obraz radarowy z dnia 14 lipca 2024 00:20 UTC
Źródło: https://old.radar-opadow.pl

Fig. 10. Radar image from July 14, 2024 00:20 UTC
Source: https://old.radar-opadow.pl

Stacja synoptyczna IMGW Kielce-Suków zanotowała opad o wartości 28,7 mm, główna część burzy ominęła jednak ten obszar. Stacje amatorskie zlokalizowane w Kielcach notowały jednak podobne wartości opadu o wartości 22 mm, jednakże chwilowe natężenie sięgało 80–100 mm. Przyczyniło się to do wystąpienia zjawiska powodzi błyskawicznej (ang. *flash flood*) w Kielcach (rys. 11). Zalania wystąpiły na ulicach Sienkiewicza, Warszawskiej, Staszica, Małej, Bodzentyńskiej, Piotrkowskiej, Żytniej, Grunwaldzkiej, jak również na Rynku. Odnotowano je także w pobliskich Chęcinach i Nowinach. Nawalnym opadom towarzyszył intensywny opad gradu, gradziny miejscami utrzymywały się aż do godzin porannych przy-

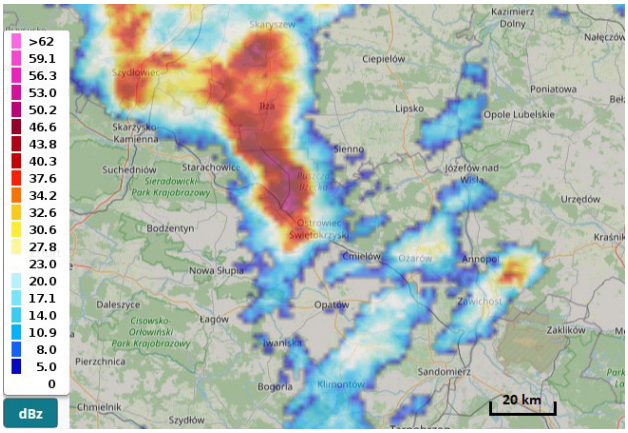
pominając pokrywę śnieżną (rys. 11A–B). Według ESWD wielkość gradu wynosiła od 2 do 3,5 cm średnicy, zgłoszono tam 14 raportów, najwięcej w Kielcach. W połączeniu z silnym wiatrem grad ten czynił szkody, głównie w postaci odbitek na blachach samochodów czy uszkodzeń dachów i balkonów.

Największe szkody w powiecie kieleckim i w Kielcach wystąpiły jednak na skutek niszczycielskich porywów wiatru związanych z prądem zstępującym burzy. Znacznie ucierpiał okoliczny drzewostan, drzewa były obalane na samochody i uszkodziły nagrobki na Cmentarzu Starym w Kielcach (rys. 11C). Na rynku w Kielcach silny wiatr zdewastował ogródki gastronomiczne. Poważnie uszkodzone zostały domy na kieleckim Białogonie, w niektórych budynkach zerwany został cały dach (rys. 11D). Łamane były także znaki drogowe. Meteorolodzy z ESWD ocenili występujące tu porywy po zaistniałych szkodach na około 120 km/h. Łącznie zgłoszono 22 raporty dotyczące niszczycielskiego wiatru. Okoliczne stacje amatorskie nie odnotowały jednak większych porywów wiatru. Według Komendy Państwowej Straży Pożarnej w Kielcach odnotowano tam niemal 300 zgłoszeń związanych z burzami. Skutki burz usuwało niemal 40 zastępów straży pożarnej.

Rys. 11. A–B – zalane ulice wraz z gradzinami w Kielcach po burzy z 13/14.07.2024 (źródło: WKielcach.info); C – powalone drzewa na Cmentarzu Starym w Kielcach (źródło: kielce.naszemiasto.pl); D – zniszczony dach w jednym z budynków w Białogonie (źródło: kielce.naszemiasto.pl)

Fig. 11. A–B – flooded streets with hailstones in Kielce after the storm of 13/14.07.2024 (source: WKielcach.info); C – fallen trees at the Old Cemetery in Kielce (source: kielce.naszemiasto.pl); D – destroyed roof of a building in Białogon (source: kielce.naszemiasto.pl)

Między godziną 01:00 UTC a 01:40 UTC superkomórka burzowa przemieszczała się przez północno-wschodnią część województwa świętokrzyskiego i dopiero po przejściu głównego pasma Gór Świętokrzyskich stopniowo zaczęła tracić na sile. Odbiciowość burzy wyraźnie się zmniejszyła (rys. 12), co oznaczało spadek natężenia opadu deszczu i mniejsze prawdopodobieństwo gradu. Posterunek opadowy IMGW w Nosowie odnotował sumę opadu wynoszącą 9 mm, taką samą wartość odnotowała stacja w Brodach Iłżeckich. Tymczasem prywatna stacja meteorologiczna, znajdująca się w okolicy Starachowic, w momencie przechodzenia burzy zanotowała sumę opadu o wartości 16,8 mm, kolejna stacja amatorska znajdująca się w Kunowie odnotowała już jedynie 5 mm opadu deszczu. Żadne z urządzeń nie rejestrowało jednak silnych porywów wiatru. Te jednak występowały, choć już nie tak silne jak miało to miejsce w południowej i centralnej części województwa świętokrzyskiego. W ESWD zawarte są jeszcze 3 raporty dotyczące silnych porywów wiatru, były one związane głównie z powalonymi drzewami (rys. 13A) i uszkodzeniami dachów. Straż pożarna interweniowała na terenie powiatu starachowickiego 28 razy. Mimo że burza znacznie osłabła, na jej czole ciągle znajdował się bardzo efektowny wał szkwałowy (rys. 13B). Chmura ta tworzy się zwykle na czele silnych burz, była zapowiedzią możliwości wystąpienia silnych porywów wiatru (Wołoszyn 2009). Co ciekawe, podobna superkomórka burzowa przeszła nad tą częścią województwa świętokrzyskiego w sierpniu 2019 r., wtedy jednak zjawisko generowało na tym obszarze znacznie silniejsze porywy wiatru, które przyczyniły się do szkód głównie w okolicy Ostrowca Świętokrzyskiego (Nadziałek 2024). Także i wtedy na czele burzy znajdował się rozbudowany wał szkwałowy. Silna superkomórka burzowa przeszła nad tym rejonem także w maju 2019 r., choć wtedy głównym zagrożeniem były opady gradu.



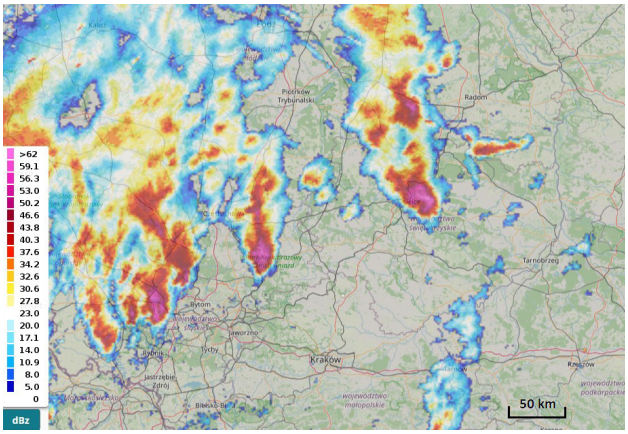
Rys. 12. Obraz radarowy z dnia 14 lipca 2024 01:20 UTC
Źródło: https://old.radar-opadow.pl

Fig. 12. Radar image from July 14, 2024 01:20 UTC
Source: https://old.radar-opadow.pl

Rys. 13. A – powalone drzewo w okolicy Starachowic (źródło: OSP Krynki); B – wał szkwałowy na czele superkomórki burzowej w okolicy Ostrowca Świętokrzyskiego (fot. W. Nadziałek)

Fig. 13. A – fallen tree near Starachowice (source: Krynki Volunteer Fire Department); B – shelf cloud on the leading edge of a supercell storm near Ostrowiec Świętokrzyski (photo by W. Nadziałek)

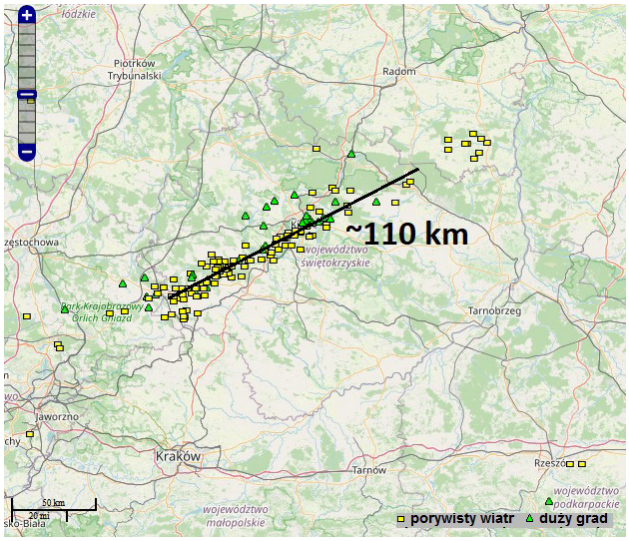
Omawiana superkomórka burzowa opuściła województwo świętokrzyskie około godziny 02:00 UTC. Burza przemieszczała się następnie przez województwo lubelskie i mazowieckie, po czym przeistoczyła się w rozległy klaster opadowy. Zanik burzy nie oznaczał jednak uspokojenia sytuacji pogodowej w województwie świętokrzyskim. Za omawianą superkomórką burzową przemieszczała się jednak kolejna seria burz (rys. 14), jednakże nie generowały one na swojej trasie już tak groźnych zjawisk. Ostatecznie burze zanikły o poranku 14 lipca. W dzień nie rozwinęły się już zjawiska burzowe.



Rys. 14. Obraz radarowy z dnia 14 lipca 2024 00:30 UTC, widoczna seria burz przemieszczających się za omawianą superkomórką
Źródło: https://old.radar-opadow.pl

Fig. 14. Radar image from July 14, 2024 00:30 UTC, showing a series of thunderstorms moving behind the supercell
Source: https://old.radar-opadow.pl

Analizowana superkomórka burzowa przyczyniła się do powstania znacznych szkód na obszarze województwa świętokrzyskiego. Zniszczenia po silnym wietrze, dużym gradzie i nawalnych opadach odnotowano już na granicy z województwem śląskim (rys. 15), występując następnie w centrum regionu (w tym w Kielcach), szkody miały miejsce również w powiecie starachowickim. Silne porywy wiatru odnotowano także w województwie mazowieckim. Szlak zniszczeń w województwie świętokrzyskim wyniósł około 110 km, natomiast wraz z innymi województwami długość ta wzrasta do około 190 km. Mocno ucierpiały uprawy rolne. Zarząd Świętokrzyskiej Izby Rolniczej wskazał, że zniszczonych zostało miejscami nawet 95% upraw kukurydzy, rzepaku, grochu i pszenicy. Władze gminy Słupia w powiecie jędrzejowskim wskazały, że w wyniku burzy uszkodzonych zostało nawet 5 tys. ha powierzchni rolnych. Poważnie dotknięte zostały również lasy. Według Lasów Państwowych najbardziej dotkniętymi leśnictwami były Czarny Las, Oksa, Cierno, Caców, Kanice, Bizorenda, a w mniejszym stopniu leśnictwa Lasków i Mnichów. I choć zniszczenia dotyczyły tu głównie wiatrołomów, to na skutek gradobicia obserwuje się obecnie zamieranie lasów na skutek utraty igliwia (rys. 16).



Rys. 15. Raporty w Europejskiej Bazie Danych o Gwałtownych Zjawiskach Atmosferycznych dotyczące burzy z 13/14.07.2024 w województwie świętokrzyskim (źródło: https://eswd.eu/)

Fig. 15. Reports in the European Severe Weather Database regarding the storm of 13/14.07.2024 in the Świętokrzyskie voivodeship (source: https://eswd.eu/)

Rys. 16. Zamierający las w Nadleśnictwie Jędrzejów
Źródło: https://www.lasy.gov.pl

Fig. 16. Dying forest in the Jędrzejów Forest District
Source: https://www.lasy.gov.pl

6. Dyskusja

Analizowana superkomórka burzowa jest dobrym przykładem, jak bardzo destruktywne są tego typu zjawiska konwekcyjne w strefie umiarkowanej. Choć superkomórki są stosunkowo rzadkim zjawiskiem, to każdego roku dochodzi do wystąpienia kilku takich burz, które powodują szkody. Szczegółowa analiza takich zjawisk pozwala na ustalenie najbardziej sprzyjających warunków do ich rozwoju, co może być podstawą ich prognozowania.

Badania nad burzami superkomórkowymi są od lat prowadzone, głównie w Stanach Zjednoczonych, a także w Eurazji. Dahl (2006) stwierdził, że większość tego typu burz w Europie powstaje w środowisku wysokiej niestabilności (duże wartości CAPE) oraz silnych uskoków prędkości wiatru. Przedstawił przykłady superkomórek burzowych formujących się w korzystnych warunkach pogodowych, np. silna burza gradowa nad Monachium 12 lipca 1984 r.

Powstała ona, podobnie jak omawiana w tym artykule superkomórka, w środowisku znacznej chwiejności (CAPE do 1000–1500 J/kg) oraz silnych uskoków prędkości wiatru (do 25 m/s) w warstwie 0–6 km. Przez większość dnia inwersja w troposferze blokowała rozwój konwekcji. Jednakże późnym popołudniem konwekcja przebiła warstwę hamującą (poziom inwersji) i doszło do rozwoju gwałtownej burzy. Takie warunki spowodowały opad gradu do 14 cm średnicy, które raniły około 400 osób. Niebezpieczne komórki konwekcyjne nie zawsze tworzą się podczas występowania dużych wartości parametru CAPE czy silnych pionowych uskoków prędkości wiatru, np. superkomórka z 31 maja 2003 r. nad południowym Monachium, z opadem gradu do 5 cm średnicy. Powstała ona w warunkach niewielkiej / umiarkowanej chwiejności (CAPE do 500–1000 j/kg), a pionowe ścinanie wiatru w troposferze było minimalne (DLS do 8 m/s).

Schmid i in. (1997) przeanalizował superkomórki z dużym gradem w Szwajcarii od czerwca do sierpnia 1992 r. Każda z tych komórek konwekcyjnych pozostawiła po sobie szlaki gradowe o długości około 70–100 km. Burze te przeszły w ciągu dnia, tworząc się nad Alpami i Jurą, a następnie przemieszczając nad pogórze w środkowej części kraju.

W przeciwieństwie do burz w Szwajcarii, analizowana nawałnica powstała w Bramie Morawskiej i przemieszczała się nad obszarem Kotliny Oświęcimskiej o mało zróżnicowanej rzeźbie. W superkomórkę przeobraziła się dopiero na Wyżynie Śląskiej, która ma bardziej zróżnicowaną, często kuestową morfologię. Superkomórka była najsilniej rozwinięta na Płaskowyżu Jędrzejowskim, a osłabła nad Górami Świętokrzyskimi.

Obszar obejmujący Wyżynę Krakowsko-Częstochowską po Nizinę Mazowiecką sprzyja powstawaniu superkomórek burzowych powodujących duże szkody. Na tym terenie rozwinęła się superkomórka 15 sierpnia 2008 r. z silnymi trąbami powietrznymi i prądami zstępującymi, które generowały duże szkody (Taszarek 2016). Superkomórka ta powstała w środowisku silnych pionowych uskoków prędkości wiatru (do 25 m/s), względna skrętność burzowa w warstwie 0–3 km (parametr SRH) wynosiła do 260–340 m^2/s^2 (Popławska 2014b). Z rozmieszczenia opadów bardzo dużego gradu (w tym z superkomórek burzowych) z lat 2007–2015 wynika, że województwo świętokrzyskie leży na obszarze szczególnie narażonym na tego typu zjawiska. Najczęściej pojawiają się one w lipcu, w godzinach popołudniowych (Pilorz 2015). W 2012 r. w Polsce wystąpiło kilka silnych superkomórek burzowych z dużym gradem. Większość z nich powstała podczas przechodzenia chłodnego frontu atmosferycznego oraz napływie ciepłych mas z południowego-zachodu (Taszarek i Suwała 2015). Silna superkomórka burzowa narodziła się 20 czerwca 2016 r. na Słowacji. Burza ta nie musiała „konkurować" o warunki z innymi komórkami konwekcyjnymi. Ta długotrwała i izolowana burza objęła południową i wschodnią część województwa świętokrzyskiego z opadami gradu do 4,5 cm, natomiast w województwie lubelskim wystąpiła trąba powietrzna (Pilguj i in. 2019). W przypadku omawianej burzy z nocy 12/13 lipca 2024 r. opady dość sporego gradu (do 4–4,5 cm średnicy) występowały nietypowo, również nocą. Nie utworzyła się trąba powietrzna.

Analogiczna do omawianej w tym artykule burzy była superkomórka z nocy 12/13 sierpnia 2019 r. Trasa komórki konwekcyjnej przez województwo świętokrzyskie przebiegła w bardzo podobny sposób jak w nawałnicy z 2024 r. Rozwinęła się w warunkach nieco mniejszej chwiejności (CAPE do 1300 J/kg), lecz silniejszych pionowych uskoków prędkości wiatru (DLS do 30 m/s). Głównym zagrożeniem w tej burzy były silne prądy zstępujące, które spowodowały szkody wiatrowe (Nadziałek 2024).

7. Podsumowanie i wnioski

Województwo świętokrzyskie jest obszarem, nad którym superkomórki burzowe występują niemal co roku. Nierzadko są to zjawiska generujące niebezpieczne porywy wiatru czy duże gradziny. Najwięcej tego typu burz ma tu miejsce, gdy chłodny front atmosferyczny wypiera ciepłe niestabilne masy pochodzenia zwrotnikowego. W połączeniu ze znaczną chwiejnością, głównie dobrymi warunkami kinematycznymi, sprzyja powstaniu superkomórki burzowej.

Omawiana burza z 12/13 lipca 2024 r. generowała na swojej trasie ekstremalne zjawiska, głównie w postaci bardzo silnych porywów wiatru, opadów dużego gradu do 4,5 cm średnicy oraz nawalnych opadów deszczu. Powstała w czasie przejścia chłodnego frontu atmosferycznego wypierającego niestabilne i ciepłe masy powietrza zwrotnikowego starego. Stworzyło to dobre warunki kinematyczne w postaci silnych pionowych uskoków prędkości wiatru, znacznej względnej skrętności burzowej w warstwie 0–3 km. Omawiana superkomórka burzowa była typową tego rodzaju burzą jakie występują także w innych częściach Europy. Burza ta przyczyniła się do sporych szkód w drzewostanie, zwłaszcza w południowo-zachodniej oraz centralnej części województwa świętokrzyskiego. Uszkodzone zostały także budynki mieszkalne, gospodarcze czy samochody. Część drzew, które nie zostały powalone przez wiatr, utraciło także igliwie w wyniku opadów dużego gradu, przez co zaczęły z czasem zamierać. Tak jest na przykład w Nadleśnictwie Jędrzejów. Największą siłę burza wygenerowała przechodząc przez Płaskowyż Jędrzejowski oraz przemieszczając się przez Kielce. Zbliżając się do Gór Świętokrzyskich burza znacznie osłabła. Być może tutejsza rzeźba terenu ma wpływ na przebieg zjawisk, choć wymaga to dalszych badań.

Nie był to pierwszy przypadek tak silnej superkomórki burzowej w województwie świętokrzyskim. Wcześniej groźne burze superkomórkowe przechodziły przez ten teren, m.in. w sierpniu 2019 r. czy czerwcu 2016 r. Omawianą burzę wyróżniło jednak to, że w jej przypadku dostępnych było o wiele więcej fotografii i relacji na temat szkód i zaistniałych zjawisk. Umożliwiło to dokładną ana-

lizę jej trasy wraz z omówieniem konkretnych zagrożeń jakie burza generowała na swojej trasie. Dane pozyskane ze stacji IMGW i prywatnych stacji meteorologicznych są niepełne i nie odzwierciedlają pełni siły zjawisk towarzyszących burzy (wiatr i opad). Burza w większości ominęła stacje meteorologiczne, przez co brak jest konkretnych informacji na temat siły porywów wiatru w rdzeniu burzy.

Podziękowania

Autor pragnie podziękować dr hab. prof. UJK Tomaszowi Kalickiemu oraz dr Pawłowi Przepiórze za wsparcie merytoryczne. Pragnę również wyrazić uznanie wszystkim osobom, które zgodziły się na publikacje zdjęć.

8. Literatura

Bielec-Bąkowska Z. 2002. Zróżnicowanie przestrzenne i zmienność wieloletnia występowania burz w Polsce. Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego, Katowice.

Bielec-Bąkowska Z. 2013. Burze i grady w Polsce. Prace Geograficzne 132: 99–132.

Brooks H.E. 2013. Severe thunderstorms and climate change. Atmospheric Research 123: 129–138.

Dahl J.M.L. 2006. Supercells – Their Dynamics and Prediction. Free University of Berlin, Berlin.

Dane publiczne IMGW-PIB. [online]: https://danepubliczne.imgw.pl/ [dostęp: 17.01.2025].

Davies J.M., Johns R.H. 1993. Some wind and instability parameters associated with strong and violent tornadoes. 1: Wind shear and helicity, [w:] Church C., Burgess D., Doswell C., Davies-Jones R. 1993. The tornado: Its structure, dynamics, prediction and hazards. Geophysical Monograph Series American Geophysical Union 79: 573–582.

Diemientiew G. 2018. Ekstremalne zjawiska pogodowe w Polsce w dobie zmian klimatycznych na przykładzie powodzi i silnych wiatrów. Kultura Bezpieczeństwa Nauka Praktyka Refleksje 32: 79–100.

Dziewit Z. 2010. Wykorzystanie radarów meteorologicznych w osłonie lotnictwa. IMGW.

European Severe Weather Database. [online]: https://eswd.eu/ [dostęp: 24.10.2024].

Fujita T.T. 1978. Manual of downburst identification for Project NIMROD. SMRP Research Paper 156: 104.

Fujita T.T. 1981. Tornadoes and downbursts in the context of generalized planetary scales. Journal of the Atmospheric Sciences 38: 1511–1534.

Grabowska K. 2014. Ciągi dni burzowych w Polsce i ich zależność od typów cyrkulacji atmosferycznej i warunków synoptycznych. Prace i Studia Geograficzne 56: 7–118.

Graczyk D. 2013. Warunki temperaturowe Polski w zmieniającym się klimacie Europy. Rozprawa doktorska. Uniwersytet Przyrodniczy w Poznaniu, Poznań.

Hov Ø., Cubasch U., Fischer E.M., Höppe P., Iverson T., Kvamstø N.G., Kundzewicz Z.W., Rezacova D., Rios D., Santos F.D., Schädler B., Veisz O., Zerefos C., Benestad R.E., Norton M., Murlis J. 2013. Trends in extreme weather events in Europe: Implications for national and European Union adaptation strategies. EASAC.

IPCC 2007. Zmiana klimatu 2007. Raport Syntetyczny 2009. Wkład Grup roboczych I, II, III do czwartego raportu oceniającego Międzyrządowego Zespołu ds. Zmian Klimatu. Główny zespół Autorski, Pachuari K., Reisinger A. (red.). Wydawnictwo Instytutu Ochrony Środowiska, Warszawa.

IPCC 2018. Asia. [online]: https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/-2018/02/ar4-wg2-chapter10-2.pdf [dostęp: 16.01.2025].

IPCC 2021. Podsumowanie dla decydentów. Pörtner H.-O., Roberts D.C., Poloczanska E.S., Mintenbeck K., Tignor M., Alegría A., Craig M., Langsdorf S., Löschke S., Möller V., Okem A. (red.), [w:] Zmiana klimatu 2022. Zagrożenia, adaptacja i wrażliwość. Podsumowanie dla decydentów. Wkład II Grupy Roboczej do 6. Raportu Podsumowującego Międzyrządowego Panelu ds. Zmiany Klimatu. Pörtner H.-O., Roberts D.C., Tignor M., Poloczanska E.S., Mintenbeck K., Alegría A., Craig M., Langsdorf S., Löschke S., Möller V., Okem A., Rama B. (red.). Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA: 3–33.

Jarzyna K. 2016. Ekstrema termiczne w Górach Świętokrzyskich na przełomie XX i XXI wieku. Prace Geograficzne 147: 99–118.

Jarzyna K., Krupa J., Zieliński A. 2017. The use of archived precipitation data in the assessment of soil erosion risk in the Świętokrzyskie Province of central-southern Poland. Geology, Geophysics and Environment 43: 201–211.

Knight C.A., Knight N.C. 2001. Hailstorms, [w:] Doswell C.A. (red.), Severe Convective Storms. American Meteorological Society, Boston: 223–254.

Kożuchowski K. 2011. Klimat Polski. Nowe spojrzenie. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.

Leziak K. 2015. Powstawanie trąb powietrznych. Meteorologiczne uwarunkowania tornadogenezy i charakterystyka układów konwekcyjnych. Uniwersytet Warszawski.

Lorenc H., Cebulak E., Głowicki B., Kowalewski M. 2012. Struktura występowania intensywnych opadów deszczu powodujących zagrożenie dla społeczeństwa, środowiska i gospodarki Polski, [w:] Lorenc H. (red.), Klęski żywiołowe a bezpieczeństwo wewnętrzne kraju. IMGW, Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa: 7–32.

Markowski P.M. 2002. Hook echoes and Rear-Flank Downdrafts: A Review. Monthly Weather Review 130: 852– 876.

Meteo IMGW. [online]: https://meteo.imgw.pl/ [dostęp: 24.10.2024].

Miętus M. 2014. Istota zjawisk ekstremalnych. Ich występowanie na świecie i w Polsce. Instytut Geografii UG, Gdańsk.

Moller A.R., Doswell C.A., Foster M.P., Woodall G.R. 1994. The opreational recognition of supercell thunderstorms environments and storm structures. Weather Forecasting 9: 327–347.

Nadziałek W. 2024. Meteorologiczne zdarzenia ekstremalne na Wyżynie Sandomierskiej w latach 2015–2022. Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach.

Ostrowski K., Surowiecki A., Trębicki K. 2010. Przewodnik do prognozowania burz z użyciem map wskaźników konwekcyjnych. Skywarn Polska.

Pilguj N., Taszarek M., Pajurek Ł., Kryza M. 2019. High-resolution simulation of an isolated tornadic supercell in Poland on 20 June 2016. Atmospheric Research 218: 145–159.

Pilorz W. 2014. Radarowa detekcja superkomórek burzowych w Polsce. Teledetekcja Środowiska 51: 93–105.

Pilorz W. 2015. Very large hail occurrence in Poland from 2007 to 2015. Contemporary Trends in Geoscience 4: 45–55.

Pilorz W., Laskowski I. 2017. Obrazy radarowe źródłem informacji o zagrożeniach meteorologicznych. Skywarn Polska.

Polscy Łowcy Burz – Skywarn Polska. [online]: https://lowcyburz.pl/ [dostęp: 24.10.2024].

Popławska J. 2014a. Tornada wywołane przez cyklony zwrotnikowe w Stanach Zjednoczonych (1950–2012). Przegląd Geograficzny 1–2: 57–72.

Popławska J. 2014b. Tornada superkomórkowe w Polsce — studium przypadku z 15 sierpnia 2008. Prace i Studia Geograficzne 56: 205–229.

Price C. 2009. Thunderstorms, Lightning and Climate Change, [w:] Betz H.D., Schumann U., Laroche P. (red.), Lightning: Principles, Instruments and Applications. Springer: 521–535.

Radar Opadów Old. [online]: https://old.radar-opadow.pl/ [dostęp: 24.10.2024].

Rangwala I., Miller J.R., 2012. Climate change in mountains: A review of elevation-dependent warming and its possible cause. Climatic Change 114 (3–4): 527–547.

Richling A., Solon J., Macias A., Balon J., Borzyszkowski J., Kistowski M., 2021. Regionalna geografia fizyczna Polski. Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań.

Schmid W., Schiesser H.-H., Bauer-Messmer B. 1997. Supercell storms in Switzerland: Case studies and implications for now casting severe winds with Doppler radar. Meteorological Applications 4: 49–67.

Shenoy S., Gorinevsky D., Trenberth K.E., Chu S. 2022. Trends of extreme US weather events in the changing climate. Proceedings of the National Academy of Sciences 119: 1–10.

Skywarn Polska. Cechy superkomórki burzowej. [online]: https://lowcy-burz.pl/superkomorka/superkomorka-cechy/ [dostęp: 16.01.2025].

Storm Chasers Świętokrzyskie. [online]: https://www.facebook.com/stormchaserssw [dostęp: 24.10.2024].

Suwała K. 2014. Uwarunkowania synoptyczne występowania opadów gradu w środkowej Europie. Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych. Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, Poznań.

Szuster P. 2013. O burzach i mechanizmie ich powstawania słów kilka. Gawęda o burzach. Skywarn Polska.

Taszarek M. 2016. Climatology of thunderstorms and tornadoes in Poland. Uniwersytet Adama Mickiewicza, Poznań.

Taszarek M., Suwała K. 2015. Large hail in Poland in 2012. Quaestiones Geographicae 34: 75–84.

Taszarek M., Allen J.T., Marchio M., Brooks H.E. 2021a. Global climatology and trends in convective environments from ERA5 and rawinsonde data. npj. Climate and Atmospheric Science 4: 1–11.

Taszarek M., Allen J.T., Brooks H.E., Pilguj N., Czernecki B. 2021b. Differing Trends in United States and European Severe Thunderstorm Environments in a Warming Climate. Bulletin of the American Meteorological Society 102: 296–322.

Tsermagas I., Grabowska K. 2020. Skutki ekstremalnych zjawisk meteorologicznych w Polsce. Narodowy Instytut Zdrowia Publicznego.

Ustrnul Z., Wypych A., Henek E., Czekierda D., Walawender J., Kubacka D., Pyrc R., Czernecki B. 2014. Atlas zagrożeń meteorologicznych Polski. Wydawnictwo Attyka, Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Kraków.

Weisman M.L., Klemp J.B. 1984. The structure and classification of numerically simulated convective storms indirectionally-varying wind shears. Monthly Weather Review 112: 2479–2498.

Wołoszyn E. 2009. Meteorologia i klimatologia w zarysie. Politechnika Gdańska, Gdańsk.

ACTA UNIVERSITATIS LODZIENSIS
Folia Geographica Physica 23, 2024: 61–88, https://doi.org/10.18778/1427-9711.23.06
KATEDRA GEOGRAFII FIZYCZNEJ
Uniwersytet Łódzki

Margarita Zalinian

Uniwersytet Łódzki, Szkoła Doktorska Nauk Ścisłych i Przyrodniczych
E-mail: *margarita.zalinian@edu.uni.lodz.pl*

COPE Member since 2021 JM15101

Extreme events in pollen concentration in Poznań, Poland: seasonality, trends and health impact

Ekstremalne zdarzenia w stężeniu pyłków w Poznaniu, Polska: sezonowość, trendy i wpływ na zdrowie

Abstract Aerobiology studies the biological particles in the air that affect human health, especially plant pollen that causes allergies. The purpose of this study is to describe and examine the pollen seasons of the following plants: plantain (*Plantago sp.*), mugwort (*Artemisia sp.*), alder (*Alnus sp.*), birch (*Betula sp.*), grasses (*Poaceae sp.*), and hazel (*Corylus sp.*) during the period 1996–2021. The results show that each species experiences unique pollen seasons that are influenced by weather patterns. By comprehending these patterns, pollen thresholds essential for controlling pollen allergies and reducing negative health effects can be established.

Keywords Aerobiology, pollen season, extreme pollen events, allergy, pollen thresholds.

Zarys treści Aerobiologia bada cząstki biologiczne w powietrzu, które wpływają na zdrowie człowieka, w szczególności pyłki roślin wywołujące alergie. Celem tego badania jest opisanie i zbadanie sezonów pyłkowych następujących roślin: babka lancetowata (*Plantago sp.*), bylica pospolita (*Artemisia sp.*), olcha (*Alnus sp.*), brzoza (*Betula sp.*), trawy (*Poaceae sp.*) oraz leszczyna (*Corylus sp.*) w okresie 1996–2021. Wyniki pokazują, że każda z tych roślin ma unikalne sezony pyłkowe, które są zależne od warunków pogodowych. Zrozumienie tych wzorców umożliwia ustalenie progów pyłkowych niezbędnych do kontrolowania alergii pyłkowych i ograniczenia negatywnych skutków zdrowotnych.

Słowa kluczowe Aerobiologia, sezon pyłkowy, ekstremalne wydarzenia pyłkowe, alergia, progi pyłkowe.

1. Introduction

The term “aerobiology” was coined in the 1930s to describe the interdisciplinary field of studying the pathways of biological particles (bacteria, viruses, algae, spores, pollen, and other biological matter) that enter and impact living organisms, as well as their behavior in the atmosphere (Bovallius, Roffey 1987). Pollen grains, primarily produced by wind-pollinated plants, are particularly interesting due to their abundance and allergenic properties (Sofiev, Bergmann 2013).

Modern aerobiology is an active discipline that uses cutting-edge techniques and methodologies to study and identify various airborne particles and infectious agents, allowing disease tracking (Fernstrom, Goldblatt 2013). The wide range of aerobiological observations includes the etiology of various diseases caused by plant pollen allergens, fungal spores, bacteria, viruses, urinary proteins from laboratory and farm animals, and organic particles emitted by industrial processes (Myszkowska 2020).

Airborne particles, which are released from substrates, plants, or the environment, are transported into the atmosphere by turbulence and air currents; the concentration of particles in the air and the ground depends on various factors, including the properties of the particles themselves, such as mass, size, pollen wall structure, and shape, the emission rate of particles from the source over a given period, and atmospheric conditions (Bovallius, Roffey 1987).

Pollen is one of the most common types of airborne particles, serving as a carrier for the male gametes required for sexual reproduction in flowering and cone-producing plants (Charles, Craigie 2008). The stamen, the male part of a flowering plant, produces pollen, which is made up of an anther and a filament (Hoen 1999; Punt *et al.* 2007).

Pollen grains have a tough outer wall (exine) made of an anomalous substance called sporopollenin. The pollen grain wall is extremely resistant to water loss and environmental damage, primarily used to prevent damage and dehydration during air travel (Emberlin 2003). The chemical stability of sporopollenin provides significant environmental resilience, allowing pollen grains to survive for millions of years in sedimentary rocks (Edlund *et al*. 2004).

Original article; Received: 18.12.2024; Revised: 7.02.2025; Accepted: 10.02.2025
© by the author, licensee University of Lodz – Lodz University Press, Lodz, Poland. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution license CC BY-NC-ND 4.0 (https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/)

Pollen grains may also contain inner walls called intine, which are structurally similar to other plant cells. Pollen grains are classified by their size, shape, number of openings (apertures), and surface texture (sculpture). These unique characteristics of pollen grains enable their use in identifying and classifying plants at the family and species levels (Hoedemaekers *et al.* 2015).

Pollen grains vary in size, from 6 µm in forget-me-nots (*Myosotis sp.*) to over 100 µm in plants like pumpkin (*Cucurbita pepo*) and fir (*Abies alba*). Pollen grains range between 10–70 µm in diameter. Pollen size frequently correlates with pollination vector, with the smallest grains being wind-borne and the largest being animal or water-borne pollen. Pollen grains can be spherical, ovoid, triangular, or disc-shaped. They can also be stretched and flattened, resulting in a wide range of variations on these basic geometric patterns.

Furthermore, pollen grains contain a wide range of proteins, only a small portion of which are allergenic to humans. Allergenic proteins can be found in several parts of the pollen grain, including the exine (in the surface depression), the intine (which is primarily concentrated near the germopore), and the cytoplasm (Emberlin 2003).

This complex structure of pollen grains plays an important role in the pollination process where pollen grains are transported from the stamen to the stigma, which is the part of the pistil where pollen should land and develop a pollen tube (Charles, Craigie 2008).

Pollination is facilitated by various vectors, including wind, animals, and water (Piotrowska, Weryszko-Chmielewska 2003). Zoophilous plants, which rely on animal pollination, have evolved mechanisms such as color and scent to attract specific insects that aid in the pollination process, establishing a symbiotic relationship between the plant and the insect (Frenguelli 2003a). These plants usually have heavy pollen, making them very attractive to bees and other insects (Salo *et al*. 2014). Insects are the most common live vector pollinators, but mammals, birds, and sometimes reptiles also play a role as animal pollinators (Ratto *et al*. 2018). Bird pollination is particularly significant in tropical and subtropical regions and typically exhibits larger, more robust structures, vivid colors, lack of scent, abundant nectar, and sticky pollen (Britannica 2020; Belavadi 2013). Although pollen grains of animal-pollinated plants can become airborne, they are generally present in the air in smaller quantities (Piotrowska, Weryszko-Chmielewska 2003).

Water pollination is a comparatively uncommon phenomenon in nature, and to facilitate this process, flowers, and pollen have undergone specific adaptations to allow them to float effectively; for example, the stigmas of water-pollinated plants are simple and rigid (USDA 2020). Wind-pollinated plants produce a large quantity of pollen to enhance the likelihood of some grains reaching the female flowers and achieving pollination (Frenguelli 2003a). This type of pollination primarily occurs in plants found in temperate climates. Wind-pollinated flowers have a relatively simple structure, with few perianths, no odor, and no nectar (Culley *et al*. 2002).

The influence of pollen on the emergence and severity of allergic disorders depends on various factors. These factors include the duration of exposure, which is directly linked to the length of the pollen season and the time spent in allergenic environments. Another factor is the intensity of exposure, which is determined by the concentration of pollen in the atmosphere. These aforementioned factors exhibit significant geographic and temporal variations, resulting in differences in the frequency of allergic disorders associated with pollen across different locations and periods (ECHO 2023). Longer and more intense pollen seasons increase the potential exposure to pollen allergens, thereby worsening the clinical symptoms in sensitive individuals (Myszkowska 2020). The term "pollen season intensity" is used to express the amount of pollen grains present in the air (Sofiev, Bergmann 2013). The dynamics of the pollen season and its annual variability depend on the behavior of plants, particularly concerning the start of the season and its intensity (Myszkowska, Majewska 2014).

The pollen season in a specific area is closely linked to the local flowering season. For pollen to be present in the air, it must be produced and emitted by mature flowers beforehand. However, pollen seasons and flowering seasons typically do not completely align. This misalignment can be attributed to various factors, such as the influence of intervening winds that facilitate the mid and long-range transportation of pollen and the impact of adverse weather conditions (e.g., rain) (Sofiev, Bergmann 2013).

To ensure accurate modeling and forecasting, it is critical to understand the processes and mechanisms by which meteorological factors influence the spatiotemporal variation of pollen concentrations (Frenguelli 2003a).

Environmental factors, particularly weather conditions, influence the onset, duration, and intensity of pollen seasons, which can have an impact on the quality of life for allergy sufferers (Belavadi 2013; Sofiev, Bergmann 2013). For example, temporary environmental conditions such as humidity influence the timing of flowering and pollen release. To create meaningful predictive models, it is necessary to consider year-to-year variations and assess the factors influencing all relevant processes and species differences (Britannica 2023). Furthermore, elevated concentrations of carbon dioxide (CO_2) in the atmosphere have the potential to stimulate plant growth and, as a result, increase pollen and allergen levels in the atmosphere. This increases the risk of allergic reactions (Ziska *et al.* 2019; Climate Central 2023).

Every year, numerous plant species release pollen into the atmosphere, but only a small number of plants cause most allergic disorders (Lo *et al*. 2019). The botanical families that frequently contain the most problematic plants for allergy sufferers are *Poaceae* (grasses), *Betulaceae*, *Asteraceae*, *Oleaceae*, *Cupressaceae*, and *Fagaceae* (Jager 2003). Pollen has a significant impact on human health, particularly in allergic diseases of the nose, eyes, and bronchi (Fernstrom, Goldblatt 2013). Pollen sensitization increases the risk of developing allergic asthma.

The allergenic proteins in pollen grains are the primary cause of allergic reactions. They act on allergic individuals' respiratory tracts, causing allergy symptoms (Rapiejko *et al*. 2022).

Asthma is a chronic condition that is extremely common and poses a significant public health risk. Its prevalence varies around the world, with asthma affecting more than 5% of all populations studied. This condition affects people of all ages, but it is especially common in children, adolescents, and adults, often during their most productive years (Emberlin 2003). Asthma not only impairs many aspects of a person's daily life, such as work or school performance and productivity, but it can also be fatal if not treated (Global Atlas of Asthma 2013).

One of the most fascinating and dangerous types of asthma is "thunderstorm asthma" (D'Amato *et al*. 2021). It occurs when airborne grass pollen accumulates in conjunction with favorable meteorological conditions for thunderstorm formation. During a thunderstorm, these pollen grains are lifted into the air currents, causing them to swell and eventually rupture after absorbing water. This causes the release of particulates containing pollen allergens. The wind can propel these tiny particles downward, allowing them to be easily ingested and infiltrate the respiratory system. Individuals are most susceptible to thunderstorm-induced asthma during the pre-rainy and windy seasons, which are primarily in spring and early summer. Notably, it can affect people who haven't already been diagnosed with asthma (RACGP 2023).

Identifying and avoiding allergy triggers is an important step toward preventing and treating allergies. Avoiding allergen exposure is often the first and most important step in managing allergic diseases (Strzelczyk *et al*. 2020). Successful allergen avoidance necessitates a multifaceted approach that includes education (understanding the sources and behavior of airborne pollen), regular hygiene practices (for both the body and clothing), and the use of physical barriers (Martynov *et al*. 2015). Despite the significant importance of pollen thresholds in allergies, specifically the levels above which the first symptoms occur, there still exist many gaps in our knowledge. While most studies have concentrated on investigating the prevalence of allergies to various pollen species, understanding the threshold at which sensitization occurs remains elusive. Moreover, there is considerable variation in the identified pollen thresholds for symptom manifestation across different studies (Sofiev, Bergmann 2013).

The physiological basis for the development of symptoms in allergic individuals is the increased sensitivity of their mucosa to allergens (Sterk *et al*. 1993). In addition, seasonal variations in allergen load and air pollution are associated with increased responsiveness. In terms of seasonal variations in threshold level, pre- and post-season exposure to relatively lower pollen concentrations may result in allergic responses at a lower threshold (Cheung *et al*. 2003).

The wide range of factors influencing pollen's health effects has hampered efforts to establish a direct relationship between pollen and symptom severity. However, several studies have reported the pollen levels at which symptoms appeared (Sofiev, Bergmann 2013). Despite this, a consensus on threshold levels is still required for the scientific and medical communities and patients seeking a better understanding of the relationship between pollen concentration and personal risk (Guerrero-Rascado 2022).

One solution is to designate days with extreme concentrations of pollen grains. Under high or very high pollen concentrations in the air, the allergic response in sensitive patients is very intense, which is frequently associated with exacerbation of symptoms (Myszkowska 2020). For allergy sufferers, periods of extremely high pollen concentrations become critical, significantly increasing the number of hospital visits for emergencies (Hanslik *et al*. 2001). Thus, extreme pollen events (EPEs) could be defined as all episodes or events of atmospheric pollen that, due to their magnitude, low frequency, and consequences, can have a significant impact on the population and the environment (Carinanos *et al*. 2022).

The research area is located in Poznań, with a population of ~550,000, which is the capital of Wielkopolska, an agricultural region in midwestern Poland (CSO 2011). Poznań features warm summers and cold winters due to its temperate continental climate. Mean January and July temperatures in Poznań are −1.0°C and 18.0°C, respectively, and mean annual precipitation is approximately 550 mm (1971–2000 average). Prevailing winds are from a westerly direction (mainly southwest) (Woś 2010).

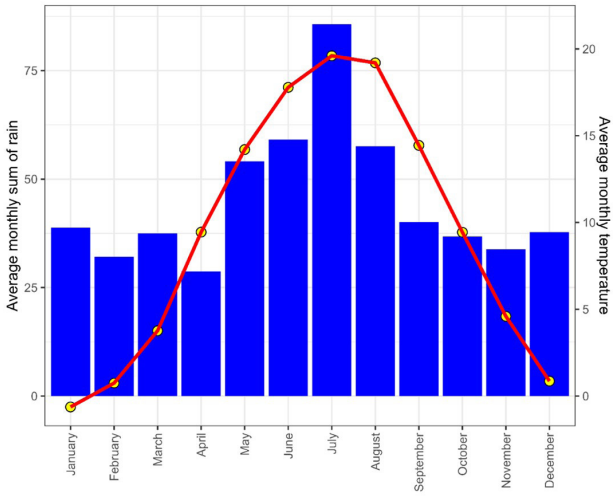


Fig. 1. Climatic conditions in Poznań for the period 1995–2021
Rys. 1. Warunki klimatyczne w Poznaniu w okresie 1995–2021

2. Materials and methods

Six plant taxa, namely hazel (*Corylus sp.*), birch (*Betula sp.*), alder (*Alnus sp.*), grasses (*Poaceae*), plantain (*Plantago sp.*), and mugwort (*Artemisia sp.*), have been included in the analysis. These taxa are considered important sources of allergenic pollen in Poland (ECAP 2023). Detailed characteristics of the selected plants are described below.

2.1. Hazel (*Corylus sp.*)

Kingdom:	*Plantae*	Allergenicity:	High
Order:	*Fagales*	Pollen season:	Spring
Family:	*Betulaceae*	Type:	Tree and shrub
Genus:	*Corylus*	Sub-type:	Deciduous

Plant

Male inflorescences

Pollen grain

Fig. 2. Table with taxonomy of genus *Corylus* and general appearance of *C. colurna* (photo: https://www.vdberk.pl/drzew/corylus-colurna/), male inflorescences and pollen grains of *C. avellana*

Rys. 2. Tabela z taksonomią rodzaju *Corylus* oraz ogólny wygląd *C. colurna* (fot. https://www.vdberk.pl/drzew/corylus-colurna/), kwiatostany męskie i ziarna pyłku *C. avellana*

The hazel tree is a deciduous plant from the *Betulaceae* family. It is distinguished by its multi-stemmed shrub or small tree form, which ranges in height from 3 to 8 meters. Hazel trees are widely distributed throughout Europe, Asia, and North Africa, and they are valued for both their ornamental value and their edible nuts (Svenning 2002). Hazels are widely grown in Poland, with the highest concentrations in the central and southeastern macroregions (Puc 2007).

Hazel produces slender catkins containing pollen, and female flowers grow separately on the branches. Wind pollinates the flowers, which produce a large amount of pollen in spring or even winter (Taylor *et al*. 2007). Corylus pollen grains are generally isopolar, suboblate to oblate, or oblate-spheroidal, with three pores. Corylus pollen grains typically measure 20–25 µm in length and 26–28 µm in width (Palynological Database 2023).

Hazels are a rich source of tree pollen allergens, which cause symptoms of spring inhalant allergy. Among all allergenic plants, hazel pollen appears the earliest during the growing season (Rapiejko *et al*. 2022). Pollen grains are an important source of tree pollen allergens in northern temperate regions (Pigg *et al*. 2003). The percentage of patients sensitized to hazel (positive skin prick test, SPT) varied from 7.4% in Portugal and 11.9% in France to 35.9% in Germany and 49.4% in Denmark. Poland's share is 22.3%, which is consistent with the European average of 22.8% (Heinzerling *et al*. 2009). The prevalence of clinically relevant hazel sensitization in people with inhalation allergies varied from 3.2% in Portugal and 7.4% in France to 32.4% in Germany and 37.8% in Denmark. In Poland, the percentage was 13.3%, while the European average was 17% (Rapiejko *et al*. 2022). According to Tomalak *et al*. (2010), hazel pollen can cross-react with birch, alder, hornbeam, and hop beam pollen allergens.

2.2. Alder (*Alnus sp.*)

Kingdom:	*Plantae*	Allergenicity:	High
Order:	*Fagales*	Pollen season:	Spring
Family:	*Betulaceae*	Type:	Tree
Genus:	*Alnus*	Sub-type:	Deciduous

Plant

Male inflorescences

Pollen grains

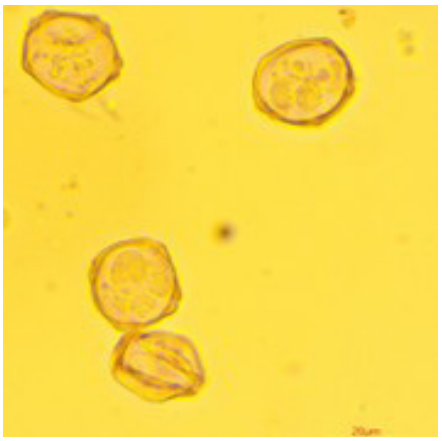


Fig. 3. Table with taxonomy of genus *Alnus* and general appearance of *A. glutinosa*, male inflorescences and pollen grains of *A. glutinosa*

Rys. 3. Tabela z taksonomią rodzaju *Alnus* oraz ogólny wygląd *A. glutinosa*, kwiatostany męskie i ziarna pyłku *A. glutinosa*

The Alder genus is part of the *Fagales* order and *Betulaceae* family. The alder, a rapidly growing deciduous tree commonly found near bodies of water, plays an important role in ecosystem restoration and soil enrichment due to its nitrogen-fixing capabilities. Flowering occurs before the leaf buds open, typically between January and April, depending on latitude and elevation (Gilman and Watson 1993; Biedermann *et al*. 2019). *A. glutinosa*, or black alder, grows throughout Poland, except in high-altitude areas. Alder *A. incana* is less common and is found mainly in the mountains and is an early flowering tree (Zając and Zając 2001).

Alnus pollen grains range from oblate to oblate-spheroidal, with 4–5 pores. Pollen grains range in size between 19–21 x 23–30 µm (Palynological Database 2023). *Alnus sp.* is well-known for its high allergenicity, with pollen being a common trigger for allergies in susceptible individuals. People who have been exposed to one type of alder pollen are more likely to be exposed to pollen from other types of alder trees. In northern temperate regions, alder is a major source of tree pollen allergens. In 14 European countries, the percentage of patients sensitized to alder ranged from 3.1% to 47.0%, while the percentage of patients with clinically relevant symptoms varied from 2.3% to 36.2% (Heinzerling *et al*. 2009). In Poznań, the symptoms of patients with positive SPT to *Alnus* pollen allergens were: 51% pollinosis, 43% atopic dermatitis, 4% asthma, 1% chronic urticaria, and 1% eczema (Smith *et al*. 2007).

2.3. Birch (*Betula sp.*)

Kingdom:	*Plantae*	Allergenicity:	Moderate
Order:	*Fagales*	Pollen season:	Winter–Spring
Family:	*Betulaceae*	Type:	Tree
Genus:	*Betula*	Sub-type:	Deciduous

Plant

Male inflorescences

Pollen grains

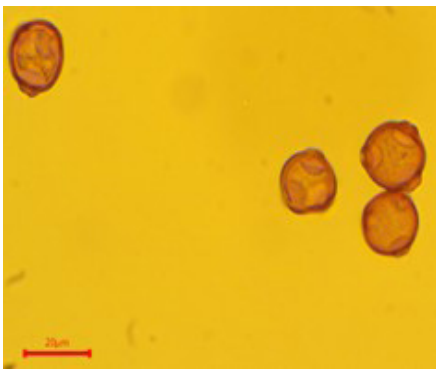


Fig. 4. Table with taxonomy of genus *Betula* and general appearance of *B. pendula*, male inflorescences and pollen grains of *B. pendula*

Rys. 4. Tabela z taksonomią rodzaju *Betula* oraz ogólny wygląd *B. pendula*, kwiatostany męskie i ziarna pyłku *B. pendula*

The birch is a wind-pollinated tree of medium size, reaching heights of up to 30 meters. A birch tree is characterized by its smooth, variegated or white bark that is rich in resin and bears horizontal pores, known as lenticels. This type of bark tends to peel horizontally, especially on young trees, in thin sheets. On mature tree trunks, the dense and deeply grooved bark fractures into asymmetrical plates (Britannica 2020). The floral structures take the form of cone-shaped catkins. Birch trees flower in the late spring season (Schmitz *et al*. 2013). In Poznań the birch pollen season occurs predominantly in April and the beginning of May (Grewling *et al*. 2012). According to empirical research, a single catkin from the silver birch tree has the capacity to yield an average of 1.66 million pollen grains (Ranpal *et al*. 2022).

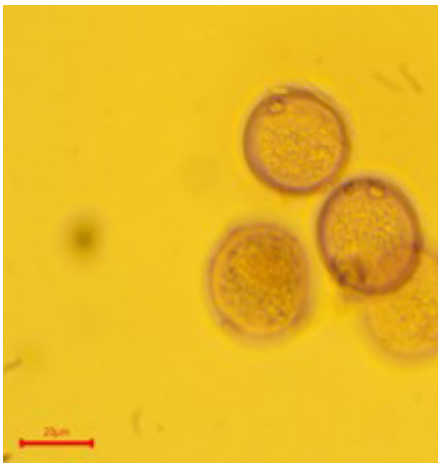
The pollen of the birch tree is characterized by small grain size, with a maximum axis dimension exceeding 20–25 µm. It has a spheroidal morphology and three distinctive protruding pores (Kubik-Komar *et al*. 2018). Birch pollen is the primary and prevalent cause of seasonal allergies in the regions of Central and Northern Europe. The prevalence of sensitization to birch pollen allergies in European countries has been reported to range from 8% to 16% (Biedermann *et al*. 2019). In Poland, a positive SPT was observed in 14% of the whole population (Samoliński *et al*. 2014).

2.4. Grasses (*Poaceae sp.*)

Kingdom:	*Plantae*	Allergenicity:	Very high
Order:	*Cyperales*	Pollen season:	Spring–Autumn
Family:	*Poaceae*	Type:	Grass
Genus:	–	Sub-type:	Annual

Grass

Inflorescences



Pollen grains

Fig. 5. Table with taxonomy of genus *Dactylis* and general appearance of grasses, inflorescences and pollen grains of *Dactylis glomerata*

Rys. 5. Tabela z taksonomią rodzaju *Dactylis* oraz ogólny wygląd traw, kwiatostany i ziarna pyłku *Dactylis glomerata*

Grasses (*Poaceae*) are wind-pollinated plants that are widely distributed in all types of environments, ranging from tropical to polar habitats. In Poland, there are more than 300 grass species, with the most common genera being *Festuca*, *Dactylis*, *Phleum*, *Poa*, and *Bromus*. Apart from wild species, grasses are widely cultivated, such as wheat and corn (Falkowski 1982). Many grasses grow in compact, long-lasting tussocks with heights ranging from 20 to over 100 centimeters (Míka *et al*. 2002).

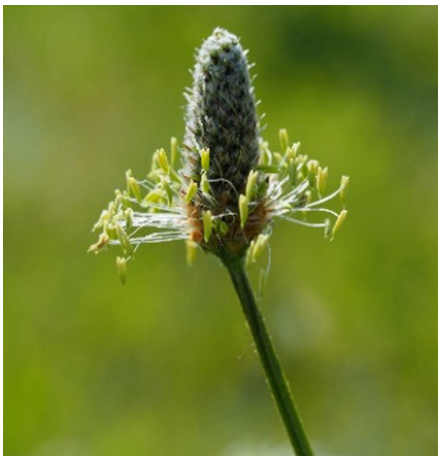
In Poland, the grass pollen season occurs mainly from May to August, with the highest pollen concentration in June and July. Grass pollen seasons in Poland are definitely more stable than tree pollen seasons (Myszkowska *et al*. 2014). Grass pollen grains have a spherical, oval, or ellipsoid shape with only one round pore covered with the exine operculum. The pollen grain size ranges from 25–40 µm in wild species to 75–100 µm in maize (Palynological Database 2023). Grass pollen is the most common cause of respiratory allergies and is associated with more than 50% of allergic rhinitis cases. Grass exhibits a remarkably high level of allergenicity, often triggering severe allergic reactions in susceptible individuals (Calderon and Brandt 2008).

2.5. Plantain (*Plantago sp.*)

Kingdom:	*Plantae*	Allergenicity:	Moderate
Order:	*Plantaginales*	Pollen season:	Spring–Summer
Family:	*Plantaginaceae*	Type:	Weed
Genus:	*Plantago*	Sub-type:	Annual

Plant

Inflorescences



Pollen grains

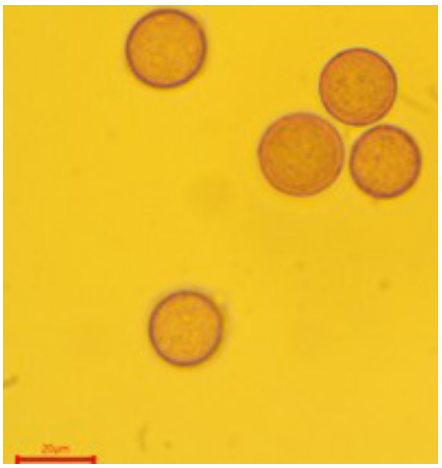


Fig. 6. Table with taxonomy of genus *Plantago* and general appearance of *P. major*, inflorescences and pollen grains of *P. lanceolata*

Rys. 6. Tabela z taksonomią rodzaju *Plantago* oraz ogólny wygląd *P. major*, kwiatostany i ziarna pyłku *P. lanceolata*

The botanical genus *Plantago*, also known as plantain, originated in Europe but has since spread widely throughout the world, achieving cosmopolitan status. Its distribution is primarily found in temperate regions (Holm *et al*. 1977). The *Plantago* species thrives in areas with significant disturbances and has a high tolerance for waterlogging and soil compaction. In Poland, there are over ten plantain species, the most common of which are *P. lanceolata*, *P. media*, and *P. major*. *Plantago major*, a perennial herb, is well known for its medicinal properties and is used to treat a variety of ailments (Choudhary *et al*. 2014). This species is distinguished by leaves with a broadly rounded or cordate base, flower spikes with broadly round-ovate sepals, and ovoid fruits that split at or just below the center (Britannica 2020).

Plantain produces numerous spheroidal pollen grains with 7–9 pores, each measuring 25–30 µm in diameter. These grains have a scabrate sexine with an undulating, densely granular surface (Duke 2001). *Plantago* is a genus of plants with varying levels of allergenicity, with some species known to elicit allergic reactions in people who are sensitive to pollen or other plant allergens. According to Samoliński *et al*. (2014), approximately 8.6% of the Polish population reacts positively to Plantago pollen through SPT. Plantain pollen season in Poland typically begins in May and lasts until September (Dąbrowska-Zapart *et al*. 2018).

2.6. Mugwort (*Artemisia sp.*)

Kingdom:	*Plantae*	Allergenicity:	Severe
Order:	*Asterales*	Pollen season:	Summer–Autumn
Family:	*Asteraceae*	Type:	Weed
Genus:	*Artemisia*	Sub-type:	Perennial

Plant

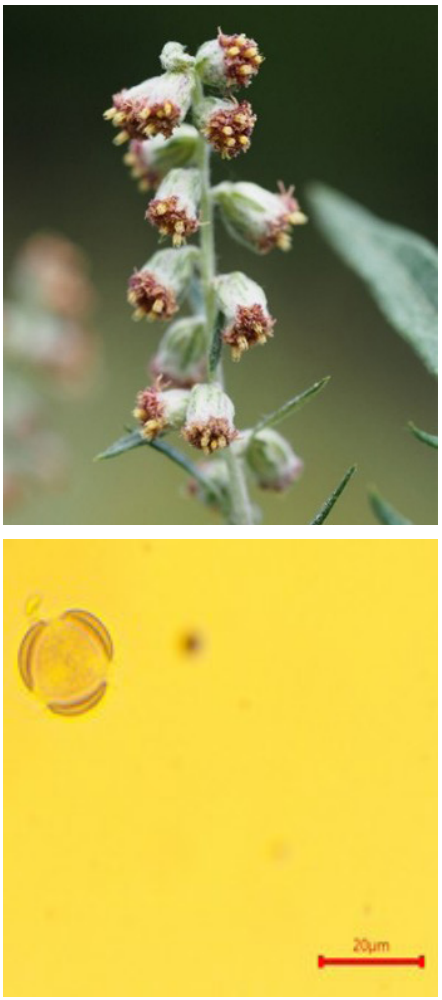


Fig. 7. Table with taxonomy of genus *Artemisia* and general appearance of *A. campestris*, inflorescences and pollen grains of *A. vulgaris*

Rys. 7. Tabela z taksonomią rodzaju *Artemisia* oraz ogólny wygląd *A. campestris*, kwiatostany i ziarna pyłku *A. vulgaris*

Artemisia sp., also known as mugwort, is a perennial weed from the *Asteraceae* family. This genus has 57 species and is found throughout the north temperate regions of Asia, North America, and Europe. The most common *Artemisia* species in Europe are *A. vulgaris* (mugwort), *A. campestris*, and *A. absinthium* (Tutin *et al.* 1972). Common mugwort typically grows to a height of 1 to 2 meters. It thrives best in a variety of soil conditions, from poor to moderately fertile, but prefers well-drained soils with dry to medium moisture levels. Furthermore, it has strong spreading tendencies in the landscape. The flowers themselves are disc-shaped, yellowish to reddish brown, and without petals. Usually blooms in late summer or early fall (Farooq 2016).

Artemisia sp. is well-known for its high allergenicity, owing to its potent pollen, which can cause severe discomfort and respiratory symptoms such as allergic rhinitis, conjunctivitis, and asthma. Mugwort's small pollen grains are a primary trigger for allergic reactions in late summer and autumn in Europe, affecting approximately 10–14% of pollinators (Wopfner *et al*. 2005; Heinzerling *et al*. 2009). Mugwort allergy has been reported in several European regions, as well as in Asia, particularly China and Korea (Barney and Di Tommaso 2003). In Poznań, the prevalence of sensitization to *Artemisia* pollen exceeded 10.5% (Grewling *et al*. 2018).

2.7. Collection of pollen data

From 1996 to 2021, daily pollen data were collected using a Hirst volumetric sampler (Hirst 1952) in Poznań's city center at an altitude of 33 meters above ground level. The Hirst volumetric trap is a popular tool in the field of aerobiology for collecting and monitoring airborne pollen samples. It is critical to understand the distribution and seasonality of pollen, as well as its effects on human health and the environment. A vacuum pump draws in the air sample at a rate of 10 liters per minute, and impaction deposits the pollen grains on a tape. Consequently, the trap samples 0.6 cubic meters of air per hour, resulting in a total of 14.4 cubic meters every day (Stach 2003; Levetin 2004).

After one week of impaction exposure, the tape was removed, and microscope slides were prepared for pollen grain enumeration. The samples were examined under a light microscope at a magnification of 400x. The count of pollen grains is not a cumulative value for the entire sampling surface; rather, it is calculated statistically. There are four main pollen-counting methods: tangent fields, vertical lines, random fields, and horizontal lines. The latter methods were used in this study. In short, during the examination, the sample was scanned by observing four horizontal lines, which allowed for the recording of variations over 24 hours, following the direction of the rotating sampling tape (Frenguelli 2003b). The pollen count for each sample was expressed as the daily average of pollen grains per cubic meter of air (pollen/day/m^3).

Fig. 8. Hirst-type pollen trap located at the studied site (dormitory Eskulap)

Rys. 8. Pułapka pyłkowa typu Hirst zlokalizowana na badanym stanowisku (akademik Eskulap)

2.8. Collection of weather data

Meteorological data, i.e. monthly mean temperature (°C) and monthly sum of rain (mm), used in the study were recorded from 1995 to 2021 by the station located at Ławica Airport (52°25 N, 16°49 E), situated 4.25 km west of the pollen-monitoring site at Esculap. The data were obtained using R package "imgw" (https://github.com/bczernecki/imgw).

2.9. Statistical analysis

Statistical analyses are crucial for examining the pollen season and understanding pollen data distribution. The following characteristics were analyzed: (1) Pollen Season Duration (determined using the 90% method (Nilsson and Persson 1981), where the season starts when 5% of the total pollen is collected and ends at 95%); (2) Pollen Season Intensity (measured by the sum of daily average pollen concentrations, providing a comprehensive assessment of pollen load from the season's start to end); (3) Peak Pollen Concentration (maximum daily pollen concentration and the day of the seasonal peak were recorded for each year from 1996–2021); (4) Extreme Pollen Events (calculated using the 95th, 97th, and 99th percentiles for different pollen taxa, indicating periods of exceptionally high pollen concentrations).

Data related to the start, end, and peak days of the pollen season are converted to the day of the year from 1 January (DOY). Variations of all the characteristics of the pollen season are presented by the following statistical parameters: mean (M), maximum (MAX), and minimum (MIN) values. In addition, simple linear regression analysis was used to describe trends in the chosen characteristics of the pollen seasons. The following statistics are shown: the slope of the regression and the probability level (p). All calculations were carried out using R software (package *tidyverse*, *AeRobiology*, *readxl*, *openxlsx*).

3. Results

3.1. Weather data

During the study period, monthly mean temperatures increased significantly in June (+0.12°C per year), September (+0.08°C per year), November (+0.12°C per year), and December (+0.15°C per year). Only in May was there a slight downward trend, which was not statistically significant (Fig. 9). The mean monthly rainfall data did not show as dramatic changes as the temperature data, but a decreasing trend was observed for the majority of the months (66.6%) – Fig. 10. This trend was most noticeable between February and May, as well as July and October. The most significant decrease in monthly rainfall total occurred in September, at a rate of −1.15mm/year (p-value = 0.051).

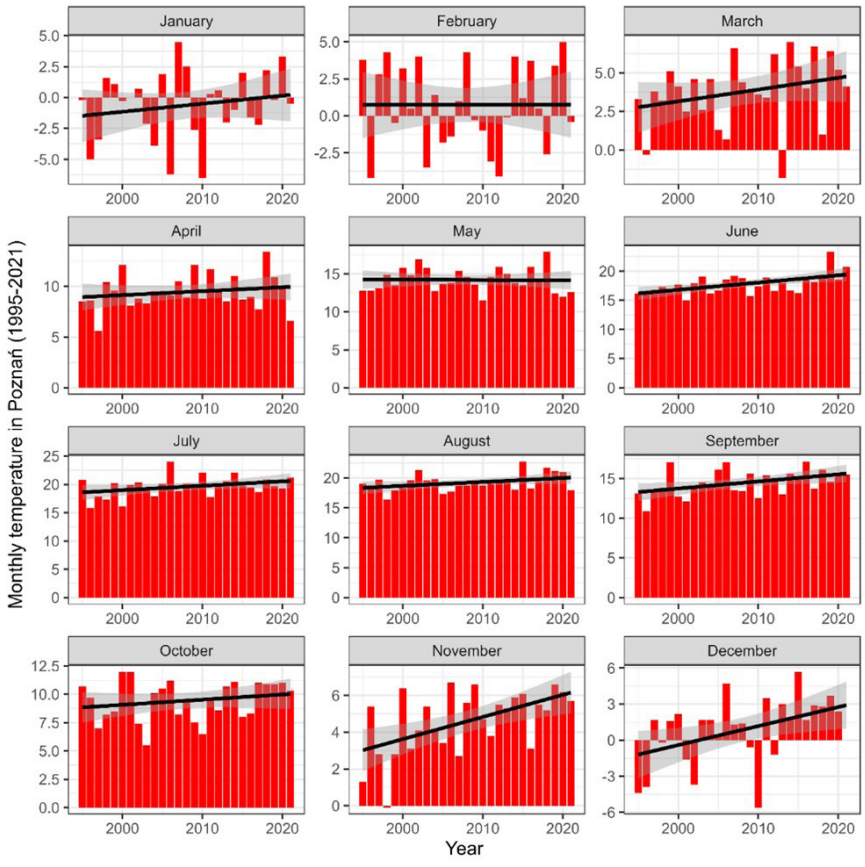


Fig. 9. Variation in average monthly temperature in Poznań during the studied period

Rys. 9. Zmienność średniej miesięcznej temperatury w Poznaniu w badanym okresie

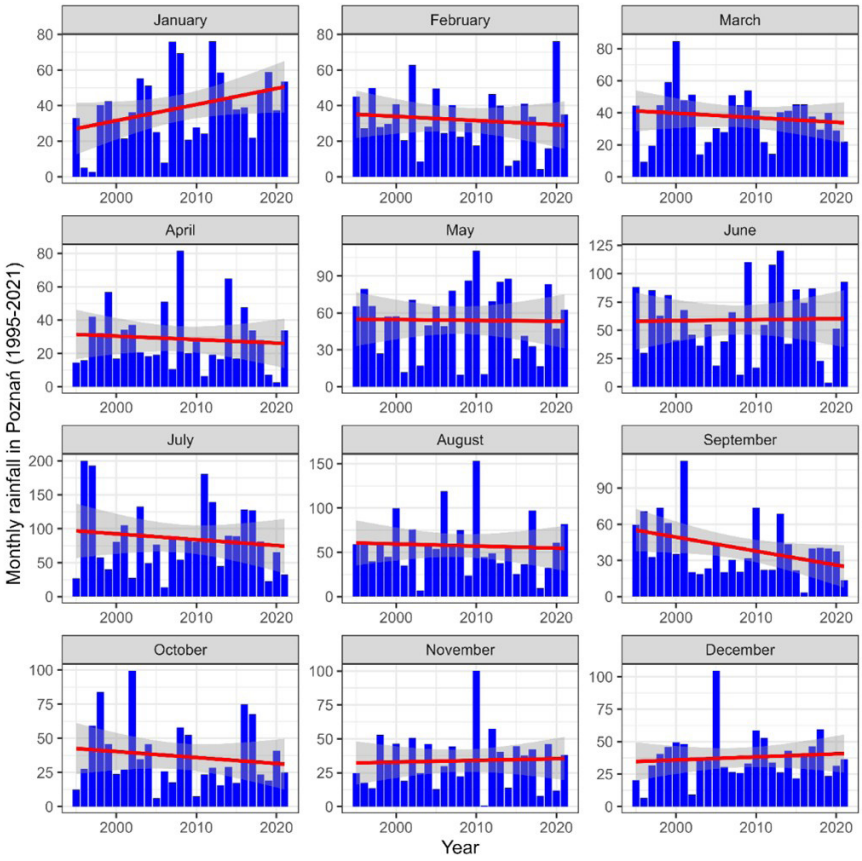


Fig. 10. Variation in the monthly sum of rain in Poznań during the studied period

Rys. 10. Zmienność miesięcznej sumy opadów w Poznaniu w badanym okresie

3.2. *Corylus* (hazel) pollen season

The average hazel pollen season began 41 DOY (11th of February) and ended 94 DOY (3rd of April). The average duration of pollen season was 53 days, but it ranged from 19 (in 2006) to 94 days (in 1996). During the study period, the highest seasonal sum of hazel pollen was recorded in 2019 (731 pollen), and the lowest was in 2000 (103 pollen). The average maximum daily pollen concentration was 60 pollen/m^3/day. The peak day typically occurred near the end of February (Fig. 11).

Several statistically significant trends emerged during the hazel pollen season between 1996 and 2021 (Fig. 12). For example, pollen seasons ended earlier each year (−1.32 days per year; $p = 0.04517$). Similarly, the peak dates of pollen season were significantly earlier (9–0.33 days/year; $p = 0.527$). Furthermore, the intensity of pollen season changed dramatically during the study period, indicating a significant increase. The number of days with extremely high pollen concentrations ranged from 1 to 9 (for the 95% method) to only 3 (for the 99% method). The 95% method resulted in a significant increase ($p < 0.05$) in the number of extreme events observed during the study period (Fig. 13).

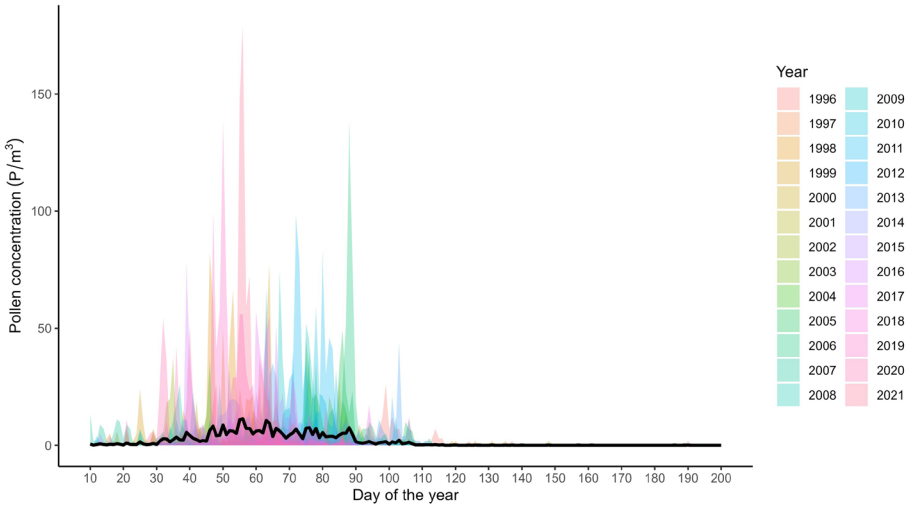


Fig. 11. Pollen seasons of *Corylus* in Poznań between 1996–2021

Rys. 11. Sezony pyłkowe *Corylus* w Poznaniu w latach 1996–2021

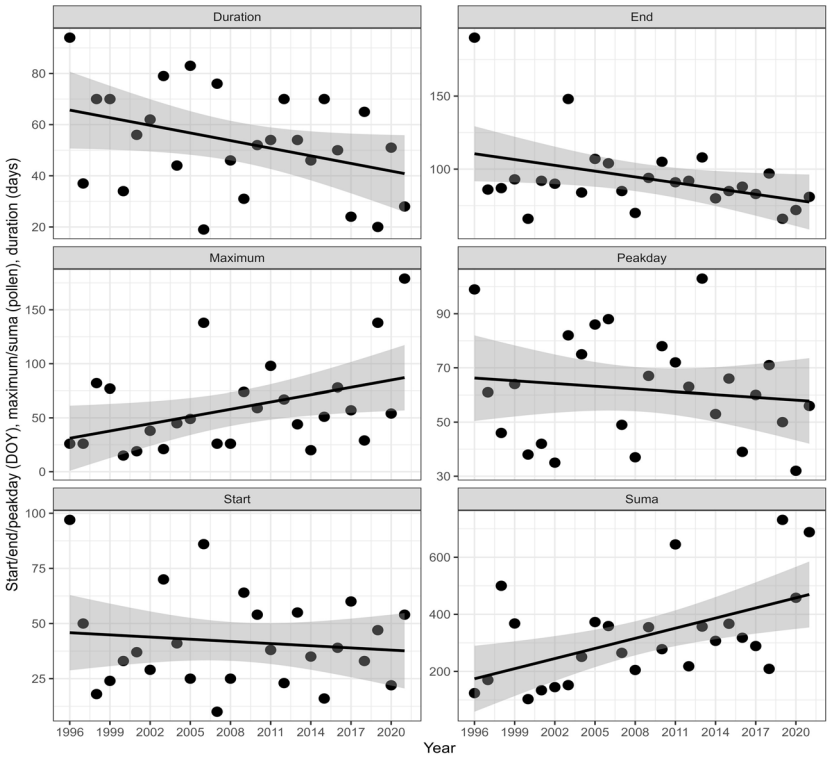


Fig. 12. Temporal changes in the main characteristic of hazel pollen seasons in Poznań between 1996–2021

Rys. 12. Zmiany czasowe głównych charakterystyk sezonów pyłkowych leszczyny w Poznaniu w latach 1996–2021

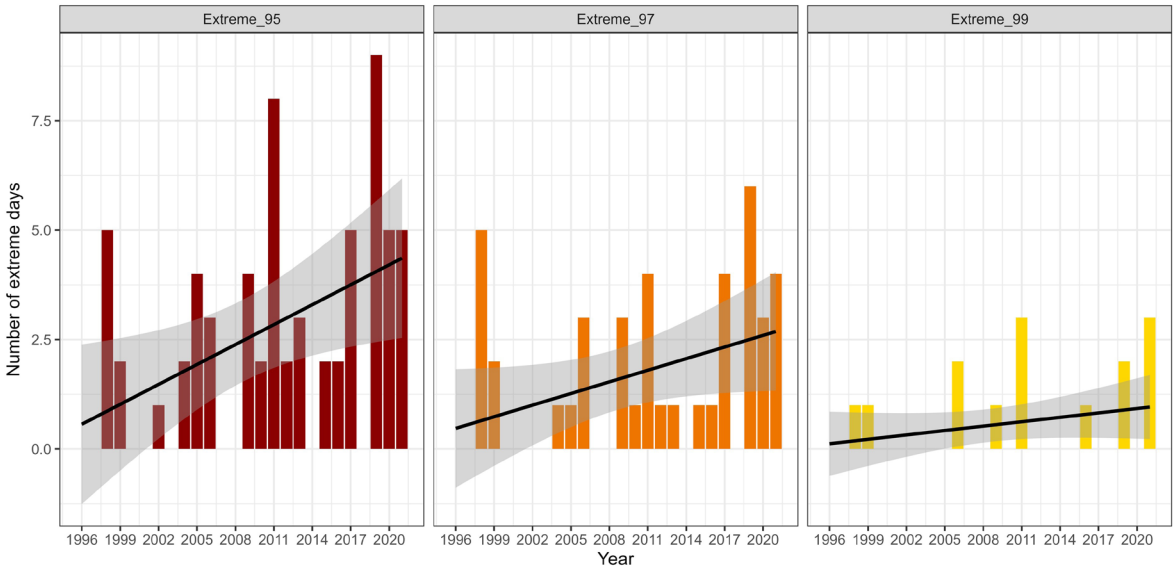


Fig. 13. Variation in the extreme days (95%, 97%, and 99%) of daily hazel pollen concentration in Poznań between 1996–2021

Rys. 13. Zmienność ekstremalnych dni (95%, 97% i 99%) dobowego stężenia pyłku leszczyny w Poznaniu w latach 1996–2021

3.3. *Alnus* (alder) pollen season

The average alder pollen season begins 56 DOY (25th of February) and ends 88 DOY (29th of March). The average duration of pollen season was 34 days, but it ranged from 15 (in 2010) to 65 days (in 2002). During the study period, the highest seasonal sum of alder pollen was recorded in 2019 (20860 pollen), and the lowest was in 2002 (715 pollen). The average maximum daily pollen concentration was 927 pollen/m^3/day. The peak day typically occurred near the end of February (Fig. 14). There were no statistically significant trends in the duration of the alder pollen season or in EPEs (Fig. 15). The most significant change (p value = 0.084) was observed with regard to pollen season intensity, which increased at a rate of 21 pollen per year.

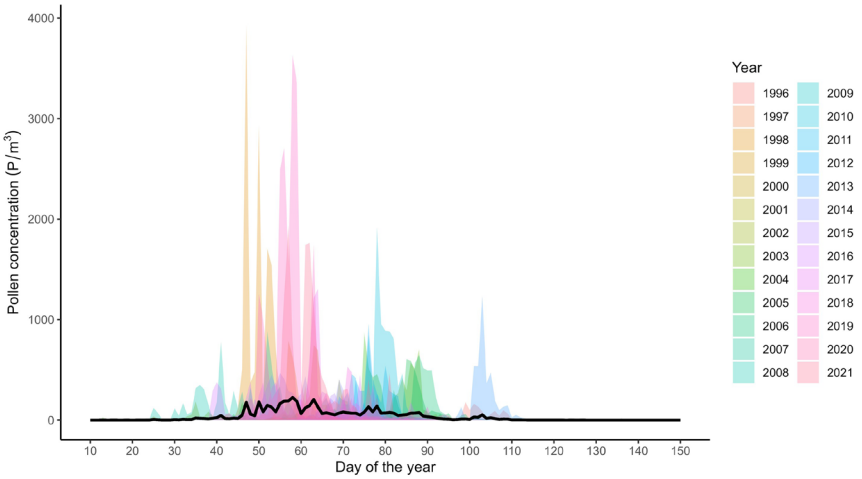


Fig. 14. Pollen seasons of *Alnus* in Poznań between 1996–2021

Rys. 14. Sezony pyłkowe *Alnus* w Poznaniu w latach 1996–2021

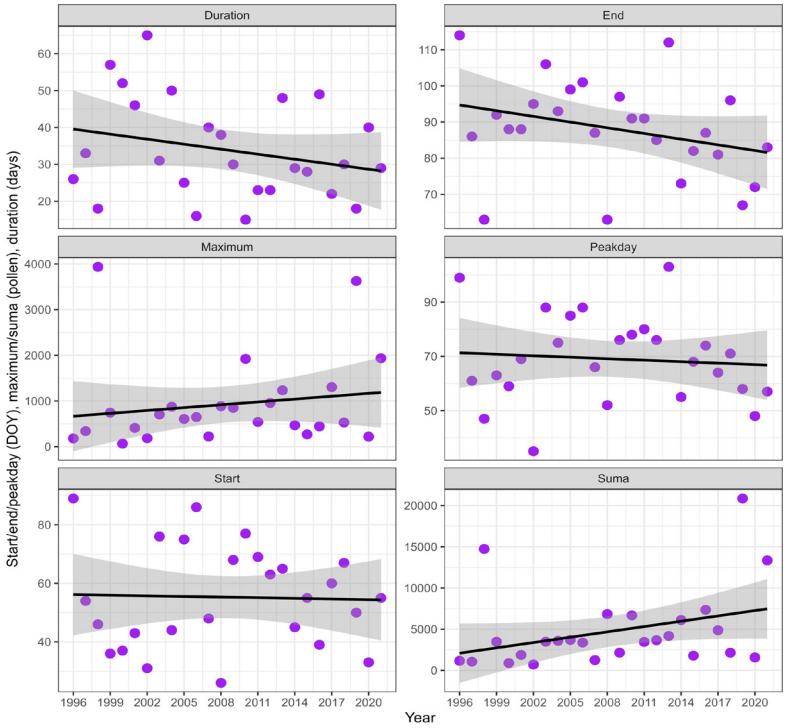


Fig. 15. Temporal changes in the main characteristic of alder pollen seasons in Poznań between 1996–2021

Rys. 15. Zmiany czasowe głównych charakterystyk sezonów pyłkowych olszy w Poznaniu w latach 1996–2021

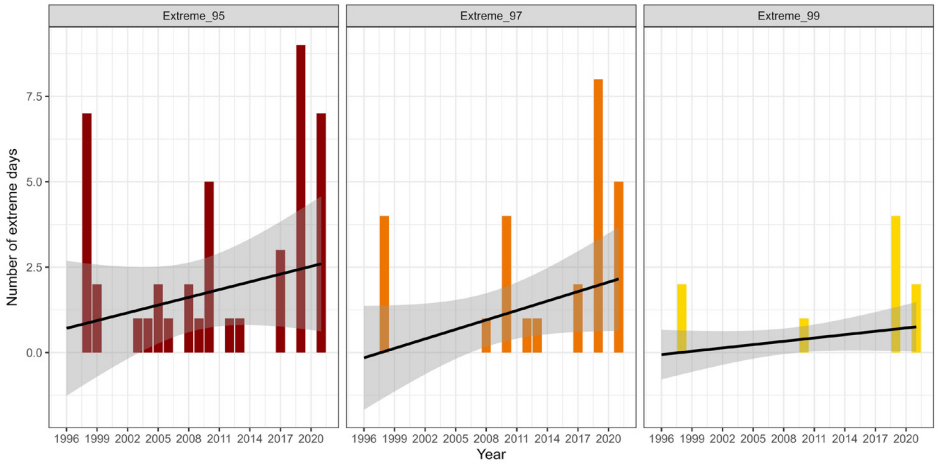


Fig. 16. Variation in the extreme days (95%, 97%, and 99%) of daily alder pollen concentration in Poznań between 1996–2021

Rys. 16. Zmienność ekstremalnych dni (95%, 97% i 99%) dobowego stężenia pyłku olszy w Poznaniu w latach 1996–2021

3.4. *Betula* (birch) pollen season

Birch pollen seasons typically begin at 103 DOY (12th of April) and end at 119 DOY (29th of April). The average duration of pollen season was 26 days, but it ranged from 15 (in 2013) to 40 days (in 1997 and 1998). During the study period, the highest seasonal sum of birch pollen was recorded in 2019 (26996 pollen), and the lowest was in 2002 (1713 pollen). The average maximum daily pollen concentration was 1953 pollen/m^3/day. The peak day was usually around the middle of April (17th April) (Fig. 17).

Several statistically significant trends emerged during the birch pollen season from 1996 to 2021 (Fig. 18). For example, pollen seasons begin earlier each year (−0.38 day/year; p = 0.033). Similarly, the end and peak dates of pollen season were significantly earlier (−0.48 day/year; p = 0.0087 and −0.49 day/year; p = 0.006846, respectively). In contrast, the intensity and duration of the pollen season did not change significantly over the study period.

The number of days with high pollen concentrations ranged from 1 to 5 (for the 95% method) to only 2 days (for the 99%). There were no statistically significant increases ($p < 0.05$) in the number of extreme events during the studied period (for all applied methods) (Fig. 19).

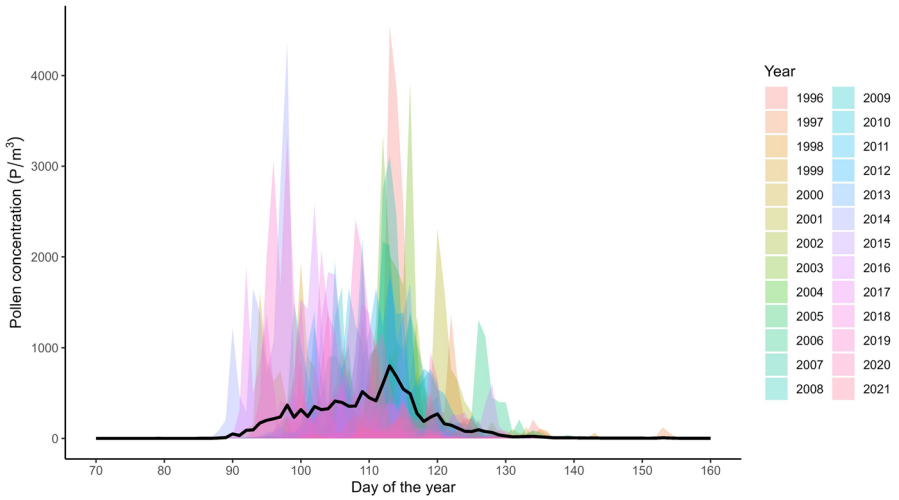


Fig. 17. Pollen seasons of *Betula* in Poznań between 1996–2021

Rys. 17. Sezony pyłkowe *Betula* w Poznaniu w latach 1996–2021

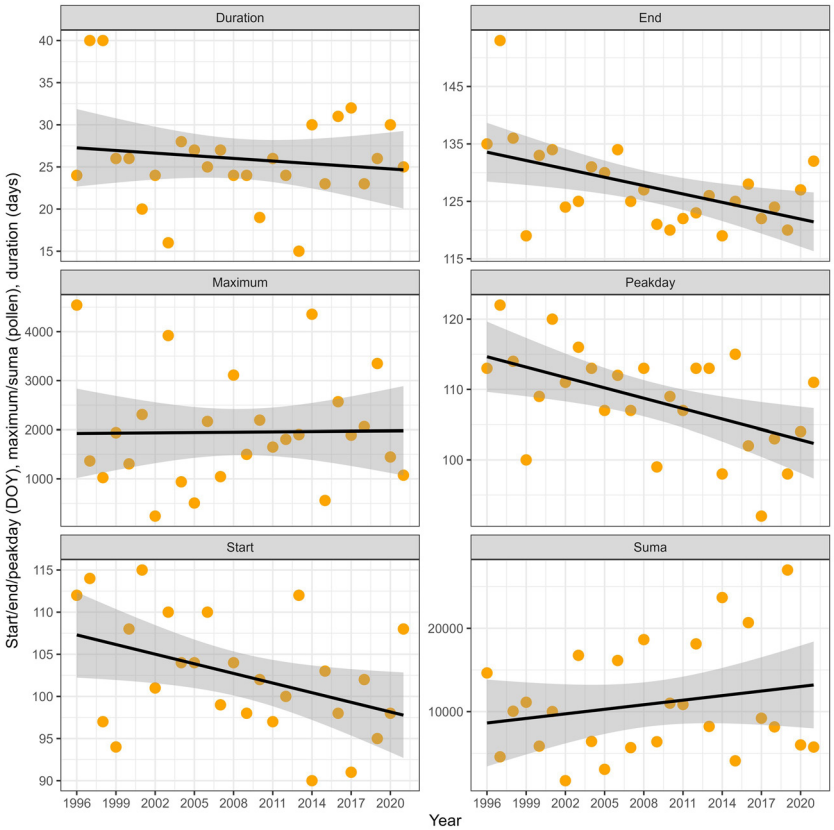


Fig. 18. Temporal changes in the main characteristic of birch pollen seasons in Poznań between 1996–2021

Rys. 18. Zmiany czasowe głównych charakterystyk sezonów pyłkowych brzozy w Poznaniu w latach 1996–2021

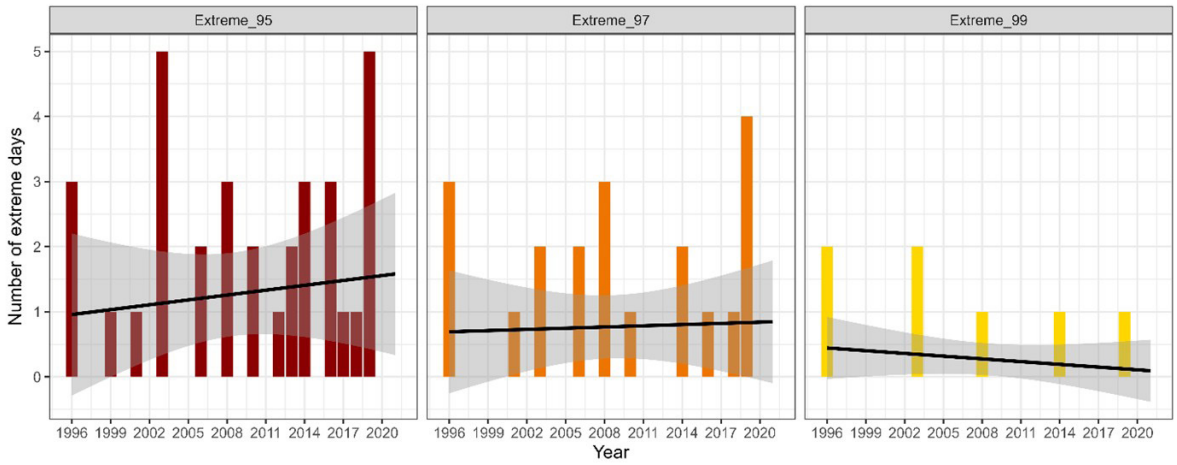


Fig. 19. Variation in the extreme days (95%, 97%, and 99%) of daily birch pollen concentration in Poznań between 1996–2021
Rys. 19. Zmienność ekstremalnych dni (95%, 97% i 99%) dobowego stężenia pyłku brzozy w Poznaniu w latach 1996–2021

3.5. Grass pollen season

On average, the grass pollen season began at 149 DOY (29th of May) and ended at 244 DOY (1st of September). The average duration of pollen season was 96 days, but it ranged from 66 days (in 1999) to 113 days (in 2020). During the study period, the highest seasonal sum of grass pollen was recorded in 1997 (6652 pollen), and the lowest was in 2000 (2075 pollen). The average maximum daily pollen concentration was 213 pollen/m^3/day. The peak day typically occurred around the beginning of July (Fig. 20).

Several statistically significant trends in the grass pollen season from 1996 to 2021 were observed (Fig. 21). For example, each year, pollen seasons ended earlier (−1.04 day/year; p = 0.0009), resulting in a 1.179-day shorter pollen season duration. There were also significant changes in the amount of grass pollen in the air, with both pollen season intensity and daily maximum pollen concentration decreasing significantly (−56 and −7 pollen/year, respectively). The number of days with extreme pollen concentration values decreased significantly over the study period (for all methods used). This decrease is especially visible in the 95% method, where the number of EPEs fell from more than ten in the middle of the 1990s to only 1–3 by the end of the study period (Fig. 22).

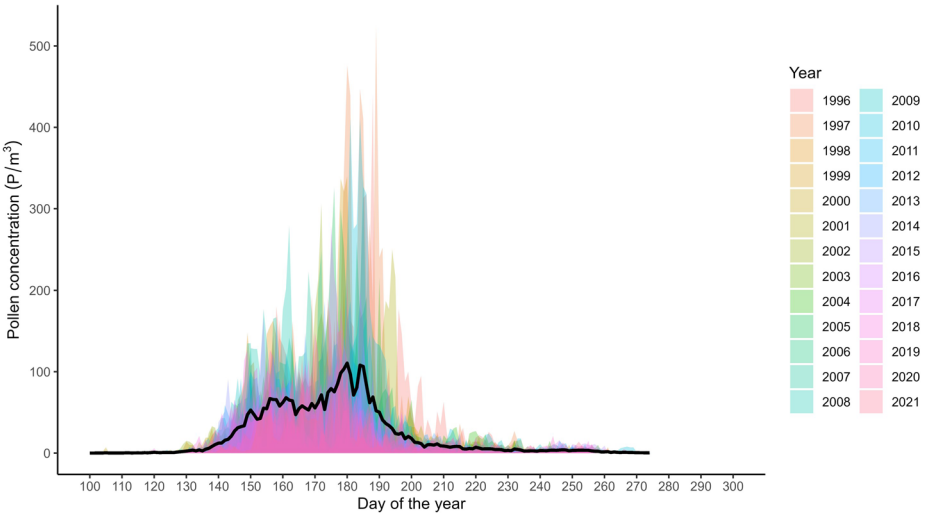


Fig. 20. Pollen seasons of grass in Poznań between 1996–2021
Rys. 20. Sezony pyłkowe traw w Poznaniu w latach 1996–2021

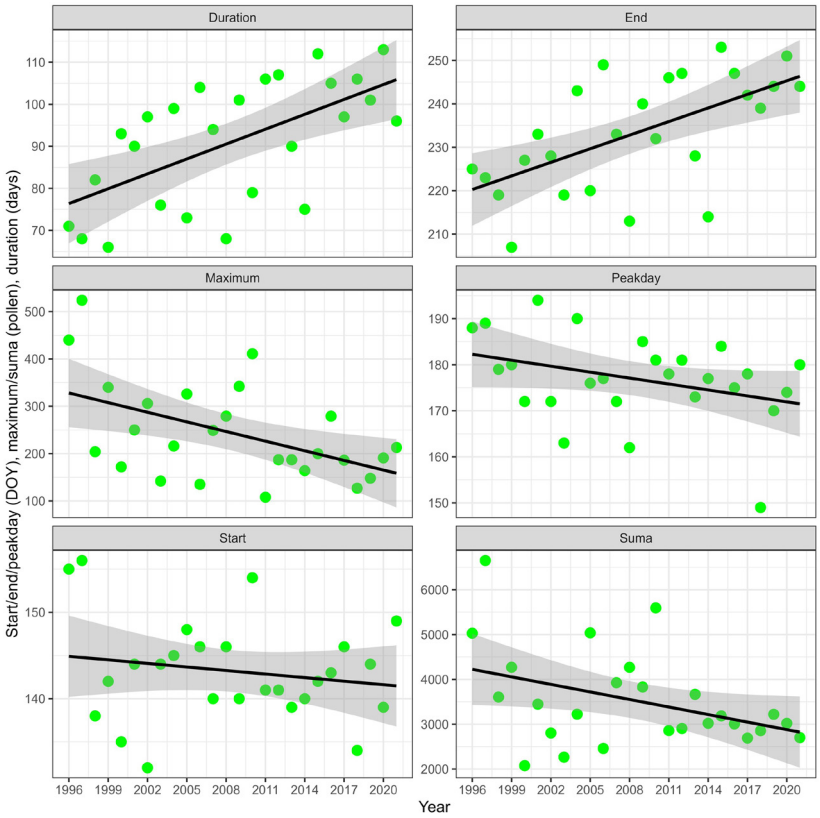


Fig. 21. Changes in the main characteristic of grass pollen seasons in Poznań (1996–2021)

Rys. 21. Zmiany głównych charakterystyk sezonów pyłkowych traw w Poznaniu (1996–2021)

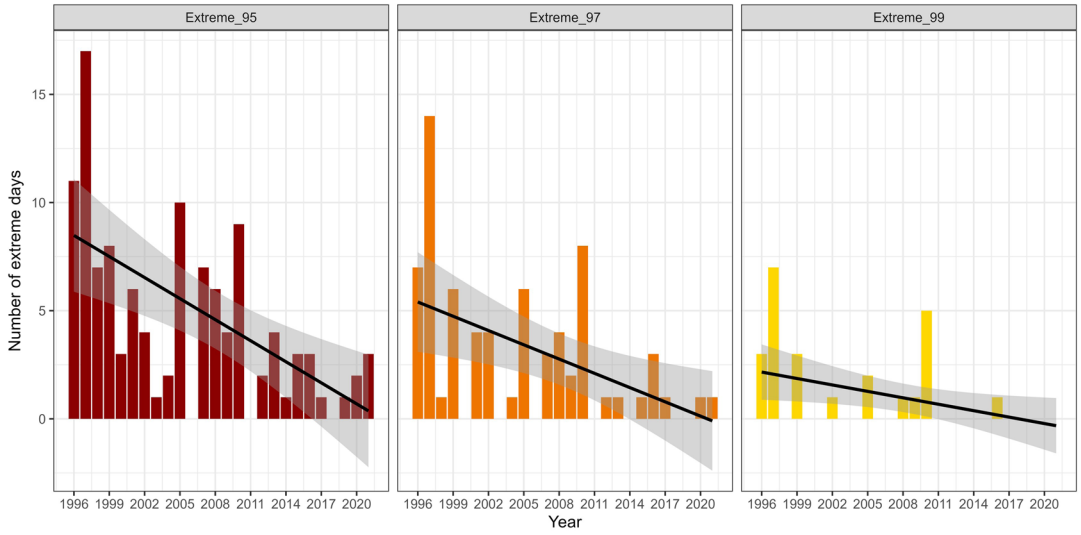


Fig. 22. Variation in the EPEs of grass in Poznań between 1996–2021

Rys. 22. Zmienność ekstremalnych epizodów pyłkowych (EPE) traw w Poznaniu w latach 1996–2021

3.6. *Plantago* (plantain) pollen season

On average, the plantain pollen season began at 147 DOY (27th of May) and ended at 252 DOY (9th of September). The average duration of pollen season was 106 days, but it ranged from 81 (in 1997) to 146 days (in 2002). During the study period, the highest seasonal sum of plantain pollen was recorded in 2015 (313 pollen) and the lowest in 1996 (36 pollen). The average maximum daily pollen concentration was 9 pollen/m^3/day. The peak day usually fell around the beginning of July (Fig. 23). Only one statistically significant change occurred during the plantain pollen season. Specifically, the intensity of the pollen season increased by 8 pollen per year (p = 0.0001) (Fig. 24). Currently, the seasonal sum of pollen is almost 300% higher than 25 years ago. Also, the number of days with extreme values of pollen concentration statistically increased for the 95% method (p-value = 0.018), reaching 17 days in 2015 (Fig. 25).

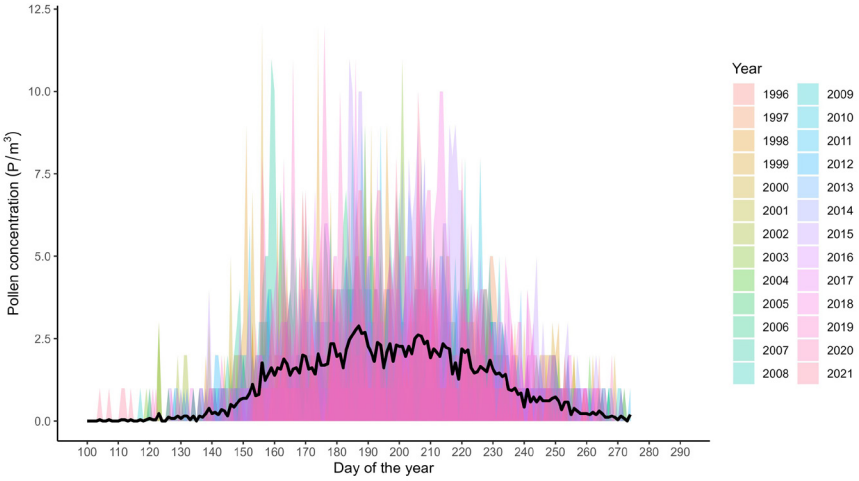


Fig. 23. Pollen seasons of *Plantago* in Poznań between 1996–2021

Rys. 23. Sezony pyłkowe *Plantago* w Poznaniu w latach 1996–2021

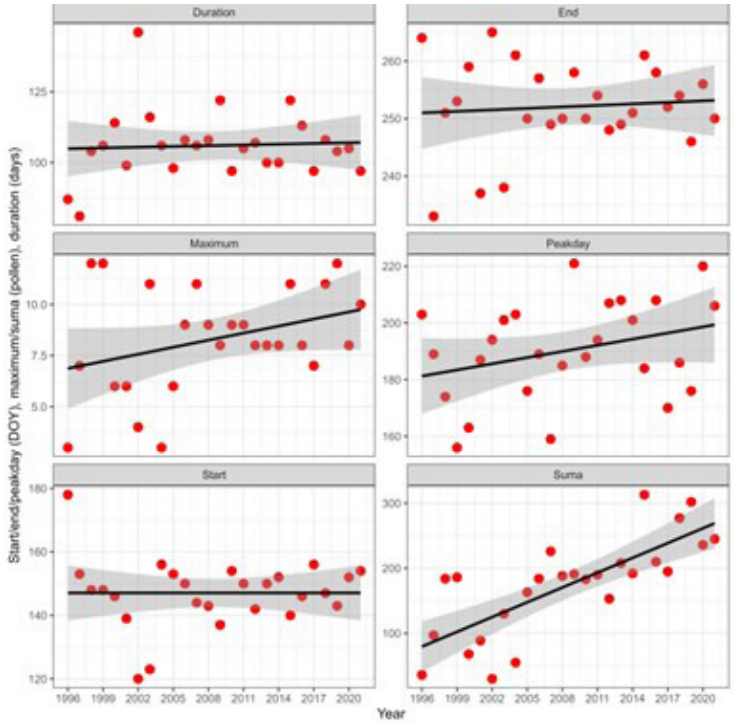


Fig. 24. Temporal changes in the main characteristic of plantain pollen seasons in Poznań between 1996–2021

Rys. 24. Zmiany czasowe głównych charakterystyk sezonów pyłkowych babki w Poznaniu w latach 1996–2021

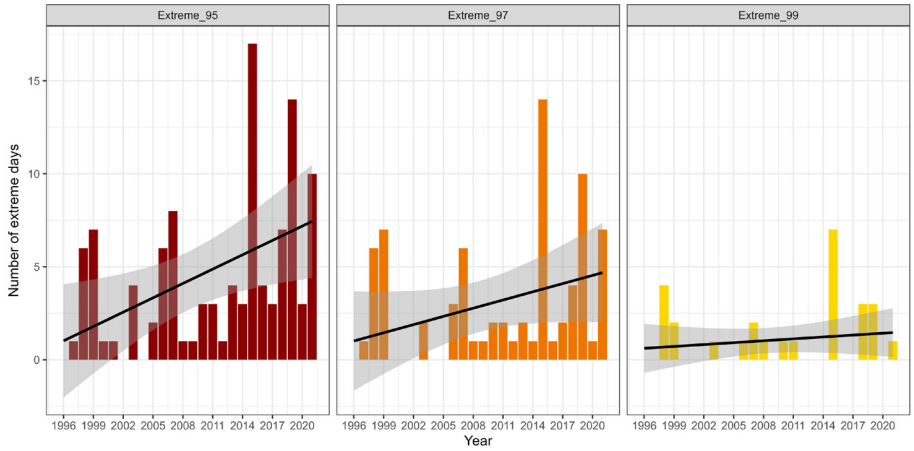


Fig. 25. Variation in the EPEs of *Plantago* in Poznań between 1996–2021

Rys. 25. Zmienność ekstremalnych epizodów pyłkowych (EPE) babki w Poznaniu w latach 1996–2021

3.7. *Artemisia* (mugwort) pollen season

The average mugwort pollen season begins at 202 DOY (21st of July) and ends at 247 DOY (4th of September). The average duration of pollen season was 46 days, but it ranged from 25 (in 1996) to 72 days (in 2006). During the study period, the highest seasonal sum of mugwort pollen was recorded in 1996 (3302 pollen) and the lowest in 2002 (377 pollen). The average maximum daily pollen concentration was 114 pollen/m^3/day. The peak day is usually around the beginning of August (Fig. 26). From 1996 to 2021, two statistically significant trends in mugwort pollen production were observed (Fig. 27). The intensity and seasonal peak of the pollen season decreased significantly during the study period (−49 pollen/year and −6 pollen/year, respectively). Furthermore, the number of EPEs for all three methods has significantly decreased (Fig. 28).

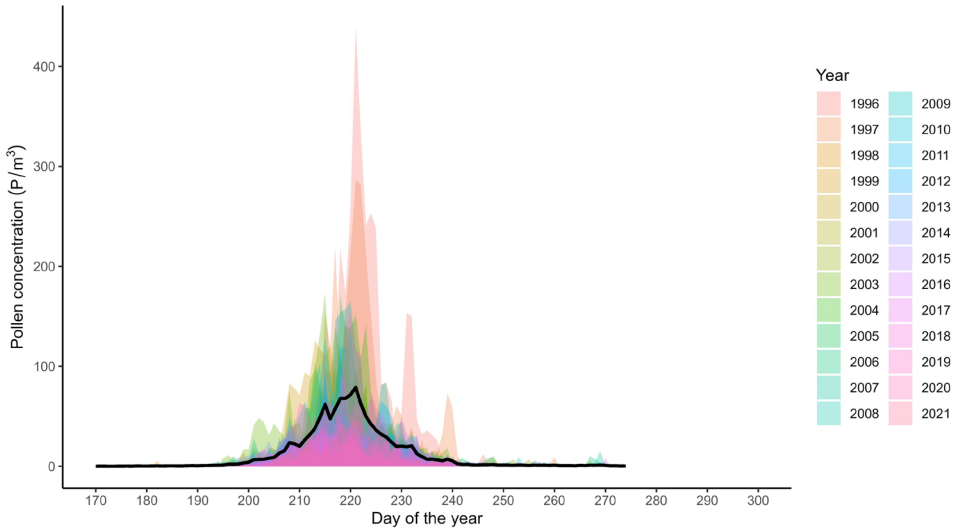


Fig. 26. Pollen seasons of *Artemisia* in Poznań between 1996–2021

Rys. 26. Sezony pyłkowe *Artemisia* w Poznaniu w latach 1996–2021

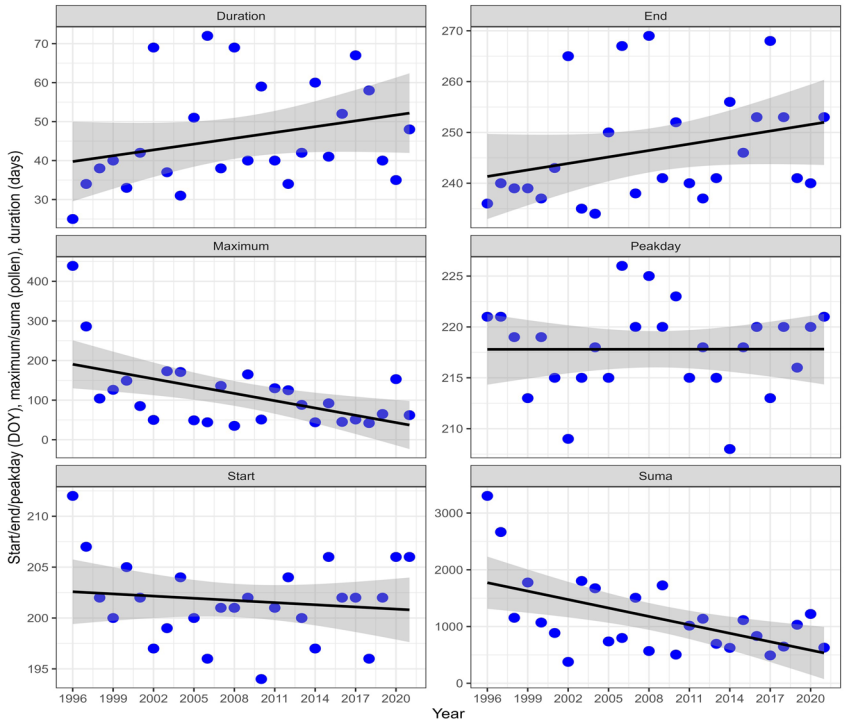


Fig. 27. Changes in the main characteristic of mugwort pollen seasons in Poznań (1996–2021)

Rys. 27. Zmiany głównych charakterystyk sezonów pyłkowych bylicy w Poznaniu (1996–2021)

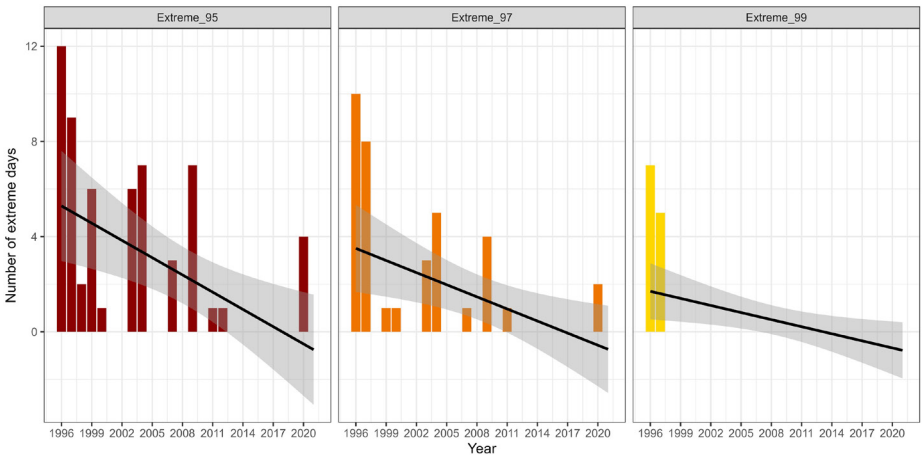


Fig. 28. Variation in the EPEs of *Artemisia* in Poznań between 1996–2021

Rys. 28. Zmienność ekstremalnych epizodów pyłkowych (EPE) bylicy w Poznaniu w latach 1996–2021

4. Discussion

This study revealed that the recent changes in the timing of pollen seasons for allergenic species in Poznań varied depending on the analyzed taxa. The most significant changes were observed concerning grasses, birch, and plantain pollen seasons. In all cases, the pollen season for these three taxa started and ended significantly earlier. The only taxon that did not show any temporal changes was *Alnus*. The intensity of the pollen season significantly increased for *Corylus* and *Plantago*, while it decreased significantly for grass and mugwort. The last two taxa pollinate in the summer, suggesting that recent temperature increases and lower rainfall in this period result in plant drying and reduced pollen production. This hypothesis was previously suggested with weeds and grasses in Poznań (Bogawski *et al*. 2014).

The dramatic changes in pollen season intensity are also evident in terms of EPEs. Such events for grasses and mugwort are becoming increasingly rare, which is good news for allergy patients. However, the number of EPEs is increasing for *Plantago sp*., indicating that pollen grains from these taxa may become problematic soon, especially in urban environments. This trend is also evident in the overall characteristics of the pollen season of plantain, which have become much more intense (300%) compared to just 25 years ago.

When seeking the underlying causes of the observed changes in pollen season characteristics, one should first and foremost consider the impact of recent climate changes (Ziska *et al*. 2019). All vital processes in living organisms, including flowering and pollination, are tuned to specific climatic ranges. The optimal amplitude of this range varies among the plant species adapted to different climate regimes (Britannica 2020). Temperature, rainfall, and relative humidity are important for pollen production and release (Savitsky 2002). Plants exposed to elevated temperatures flower earlier with a clear temperature--driven extension of the growing season. This lengthening of the growing season might also account for observed increases in productivity (IPCC 2007). Increased pollen and flower production is also favored by higher rainfall before inflorescence production, pollen formation, and pollen liberation (Damialis *et al*. 2011). On the other hand, rainfall typically reduces concentrations of pollen grains in the atmosphere. The distribution of rainfall during the day may be an important factor in the interpretation of pollen data. For example, most grasses release pollen in the morning; thus, rainfall during that time would result in lower pollen concentrations throughout the day, whereas morning dryness followed by afternoon rain would result in higher or moderate average daily concentrations (Emberlin 2003).

The relationship between meteorological factors and pollen concentrations has been extensively studied in the literature (Sofiev and Bergmann 2013). Estimating statistically significant correlations between daily pollen concentrations and daily weather factors is of great practical importance (Guerrero-Rascado 2022). The analysis of climate data from Poznań, specifically the daily mean temperature and rainfall, reveals that these two parameters have undergone significant changes in the past few decades, with the most notable shifts occurring during the summer and winter months. For example, the average monthly temperature in June has increased by 3.3°C over the study period, whereas in September, there has been an increase of 2.4°C accompanied by a simultaneous decrease in rainfall of 31 mm. These substantial climate changes have had a weakening effect on the pollen production of grass and mugwort, but not on plantain. Recently, it has been shown that *Plantago lanceolata* is resistant to climate change by having large degrees of genetic variation despite not being influenced by changes in population and dispersal (Smith *et al*. 2022).

In general, it is suggested that recent climate change has resulted in the acceleration and lengthening of pollen seasons, as well as an increase in their intensity. This may potentially exacerbate allergic reactions and respiratory

health issues for individuals sensitive to pollen allergens (Damialis *et al*. 2019). The results of this study have shown that these general trends are not universal and may vary significantly depending on local changes in climate. For instance, in Poznań, there is a more visible impact of climate on summer pollinating species compared to spring pollinating species. In some cases, recent climate changes have likely resulted in a decrease in pollen season intensity (such as mugwort and grass), while in others, it has made the pollen season more severe (e.g., hazel). This also applies to other characteristics of the pollen season, including its start, end, and duration.

Additionally, other factors, such as increased concentrations of carbon dioxide (CO_2), can have an impact on the intensity of pollen seasons (Ziello *et al*. 2012). Elevated CO_2 concentrations can stimulate photosynthesis in many plants, particularly when an excess of nutrients, such as nitrogen, is available. Consequently, an increase in CO_2 concentration might influence the pollen load in a specific region. Research has demonstrated that rising CO_2 levels can affect both the quantity of pollen produced per plant and the allergenic properties of the pollen grains themselves (Sofiev and Bergmann 2013). For example, a doubling of atmospheric CO_2 concentration led to a 61% increase in ragweed pollen production (Wayne *et al*. 2002). Furthermore, ragweed plants cultivated under elevated CO_2 levels produce pollen that elicits stronger allergic lung inflammation (Rauer *et al*. 2020). However, since the changes in EPEs in Poznań do not show consistent patterns across all studied taxa, it is plausible to suggest that CO_2 is not the decisive factor in this phenomenon. Other factors, such as weather conditions or land-use changes (Adams-Groom *et al*. 2022), are likely to be more significant.

In summary, the analysis of pollen seasons and EPEs in this study has revealed which pollen taxa may increase in importance for pollen allergies. It is evident that EPEs for *Plantago* and *Corylus* have dramatically increased during the studied period, and allergies to these two genera should be increasingly monitored. On the other hand, allergenic plants as important as grass and mugwort pollen show a notable decreasing trend with pollen season intensity, which may bring relief to allergic individuals.

5. References

Adams-Groom B., Selby K., Derrett S., Frisk C.A., Pashley C.H., Satchwell J., King D., McKenzie G., Neilson R. 2022. Pollen season trends as markers of climate change impact: *Betula*, *Quercus* and *Poaceae*. Science of the Total Environment 831: Article 154882.

Agache I., Akdis C.A. (Eds.). 2021. Global atlas of asthma (2nd ed., Vol. 1). European Academy of Allergy and Clinical Immunology. Retrieved from https://www.eaaci.org

Barney J., Di Tommaso A. 2003. The biology of Canadian weeds. 118. *Artemisia vulgaris* L. Canadian Journal of Plant Science 83(1): 205–215.

Belavadi V. 2013. Insect pollination manual (eBook). Bangalore, India.

Biedermann T., Winther L., Till S.J., Panzner P., Knulst A., Valovirta E. 2019. Birch pollen allergy in Europe. Allergy 74(7): 1237–1248.

Bogawski P., Grewling Ł., Nowak M., Smith M., Jackowiak B. 2014. Trends in atmospheric concentrations of weed pollen in the context of recent climate warming in Poznań (Western Poland). International Journal of Biometeorology 58(8): 1759–1768.

Bovallius A., Roffey R. 1987. Aerobiology and the spread of microbial diseases. Defence Science Journal 37(2): 185–204.

Britannica. 2020. 2023. https://www.britannica.com

Calderon M., Brandt T. 2008. Treatment of grass pollen allergy: Focus on a standardized grass allergen extract – Grazax®. Therapeutics and Clinical Risk Management 4(6): 1255–1260.

Carinanos P., Guerrero-Rascado J.L., Valle A.M., Cazorla A., Titos G., Foyo-Moreno I., Alados-Arboledas L., Díaz de la Guardia C. 2022. Assessing pollen extreme events over a Mediterranean site: Role of local surface meteorology. Atmospheric Environment 272: 118928.

Central Statistics Office. 2011. Census 2011 results. Data.gov.ie. https://data.gov.ie/dataset/census-2011-results

Charles M., Craigie R. 2008. Methods and theory in Quaternary palynology. Food and Energy 2.

Cheung D., Dick E., Timmers M. 2003. Rhinovirus inhalation causes long-lasting excessive airway narrowing in response to methacholine in asthmatic subjects in vivo. American Journal of Respiratory and Critical Care Medicine 152(5): 1490–1496.

Choudhary N., Siddiqui M.B., Bi S., Khatoon S. 2014. Effect of seasonality and time after anthesis on the viability and longevity of Cannabis sativa pollen. Palynology 38(2): 235–241.

Climate Central. (n.d.). Pollen season & climate change. Retrieved from https://www.climatecentral.org/climate-matters/pollen-season-climate-change

Culley T.M., Weller S.G., Sakai A.K. 2002. The evolution of wind pollination in angiosperms. Trends in Ecology & Evolution 17(8): 361–369.

D'Amato G., Annesi-Maesano I., Urrutia-Pereira M., Del Giacco S., Rosario Filho N.A., Chong-Neto H.J., Sole D., Ansotegui I., Cecchi L., Sanduzzi Zamparelli A., Tedeschini E., Biagioni B., Murrieta-Aguttes D., D'Amato M. 2021. Thunderstorm allergy and asthma: State of the art. Multidisciplinary Respiratory Medicine 16(1): 806.

Damialis A., Fotiou C., Halley J.M. *et al*. 2011. Effects of environmental factors on pollen production in anemophilous woody species. Trees 25: 253–264.

Damialis T., Traidl-Hoffmann C., Treudler R. 2019. Climate change and pollen allergies. In Biodiversity and health in the face of climate change: 47–66.

Dąbrowska-Zapart K., Chłopek K., Malkiewicz M. 2018. Analysis of the plantain pollen season in selected Polish cities in 2018. Alergoprofil 14(4): 96–100.

Duke J.A. 2001. Plantago major, [in:] Handbook of phytochemical constituents of GRAS herbs and other economic plants. CRC Press: 471.

Edlund A.F., Swanson R., Preuss D. 2004. Pollen and stigma structure and function: The role of diversity in pollination. The Plant Cell 16 Suppl 1: S84–S97. https://doi.org/10.1105/tpc.015800. Epub 2004 Apr 9. PMID: 15075396; PMCID: PMC2643401.

Emberlin J. 2003. Aerobiology, aerodynamics and pollen sampling. Postępy Dermatologii i Alergologii 20(4): 196–199.

European Climate and Health Observatory. (n.d.). European Climate and Health Observatory. European Environment Agency. Retrieved August 30, 2024, from https://climate-adapt.eea.europa.eu/en/observatory

Falkowski M. 1982. Trawy polskie. Państwowe Wydawnictwo Rolnicze i Leśne.

Farooq A. 2016. Mugwort (*Artemisia vulgaris*) oils, [in:] Essential oils in food preservation, flavor and safety. Elsevier: 573–579.

Fernstrom A., Goldblatt M. 2013. Aerobiology and its role in the transmission of infectious diseases. Journal of Pathogens 13: 493960.

Frenguelli G. 2003a. Pollen structure and morphology. Postępy Dermatologii i Alergologii 20(4): 205–207.

Frenguelli G. 2003b. Basic microscopy, calculating the field of view, scanning of slides, sources of error. Postępy Dermatologii i Alergologii 20(4): 208–210.

Gilman E.F., Watson D.G. 1993. *Acacia farnesiana*. Sweet Acacia. USDA, Forest Serv., Fact Sheet ST-5. http://hort.ifas.ufl.edu/trees/acafara.pdf

Global Atlas of Asthma. 2013. https://eaaci.org

Grewling Ł., Jackowiak B., Nowak M., Uruska A., Smith M. 2012. Variations and trends of birch pollen seasons during 15 years (1996–2010) in relation to weather conditions in Poznań (Western Poland). Grana 51(4): 280–292.

Grewling Ł., Jenerowicz D., Bogawski P., Smith M., Nowak M., Frątczak A., Czarnecka-Operacz M. 2018. Cross-sensitization to Artemisia and Ambrosia pollen allergens in an area located outside of the current distribution range of Ambrosia. Advances in Dermatology and Allergology XXXV(1): 83–89.

Guerrero-Rascado J.L. 2022. Assessing pollen extreme events over a Mediterranean site: Role of local surface meteorology. IISTA-CEAMA.

Hanslik T., Boelle P.Y., Flahault A. 2001. The control chart: An epidemiological tool for public health monitoring. Public Health 115(4): 277–281.

Healthcare Services Group, Inc. (n.d.). ECAP. 2023. Retrieved 20th of February 2025. https://www.hcsgcorp.com/ecap23/

Heinzerling L., Burbach G., Edenharter G. *et al*. 2009. GA2LEN skin test study I: GA2LEN harmonization of skin prick testing: Novel sensitization patterns for inhalant allergens in Europe. Allergy 64(10): 1498–1506.

Hirst J.M. 1952. An automatic volumetric spore trap. Annals of Applied Biology 39(2): 257–265.

Hoedemaekers K., Derksen J., Hoogstrate S.W., Wolters-Arts M., Oh S.-A., Twell D., Mariani C., Rieu I. 2015. BURSTING POLLEN is required to organize the pollen germination plaque and pollen tube tip in Arabidopsis thaliana. New Phytologist 206(1): 255–267.

Hoen P. 1999, April 16. Glossary of pollen and spore terminology. Second and revised edition (P. Hoen, Ed.). Retrieved July 21, 2014 from Laboratory of Palaeobotany and Palynology.

Holm L.G., Plucknett D.L., Pancho J.V., Herberger J.P. 1977. The world's worst weeds: Distribution and biology. University Press of Hawaii.

https://github.com/bczernecki/imgw

https://www.vdberk.pl/drzew/corylus-colurna/

Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). 2007. Climate change 2007: The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor, H.L. Miller (Eds.)]. Cambridge University Press.

Jager S. 2003. Plant taxonomy and nomenclature. Postępy Dermatologii i Allergologii 20(4): 218–226.

Kubik-Komar A., Kubera E., Piotrowska-Weryszko K. 2018. Selection of morphological features of pollen grains for chosen tree taxa. Biology Open 7(5).

Levetin E. 2004. Methods for aeroallergen sampling. Current Allergy and Asthma Reports 4(5): 376–383.

Lo F., Bitz C.M., Battisti D.S. *et al*. 2019. Pollen calendars and maps of allergenic pollen in North America. Aerobiologia 35: 613–633.

Martynov A.I., Ilyina N.I., Luss L.V., Martynov A.A., Fedoskova T.G., Andreev I.V. 2015. Peculiarities of pollen characteristics in the regions of chemical factor. Russian Allergology Journal 6: 12–16.

Míka V., Kohoutek A., Odstrčilová V. 2002. Characteristics of important diploid and tetraploid subspecies of Dactylis from the point of view of forage crop production. Rostlinná výroba 48(6): 243–248.

Myszkowska D. 2020. Aerobiological studies – Current state and future challenges. Alergoprofil 16(1): 8–14.

Myszkowska D., Majewska R. 2014. Pollen grains as allergenic environmental factors: A new approach to forecasting pollen concentration during the season. Annals of Agricultural and Environmental Medicine 21(4): 681–688.

Nilsson S., Persson S. 1981. Tree pollen spectra in the Stockholm region (Sweden), 1973–1980. Grana 20: 179–182.

Palynological Database. 2023. https://www.paldat.org

Pigg K.B., Manchester S.R., Wehr W.C. 2003. Corylus, Carpinus, and Palaeocarpinus (*Betulaceae*) from the Middle Eocene Klondike Mountain and Allenby Formations of Northwestern North America. International Journal of Plant Sciences 164(5): 807–822.

Piotrowska K., Weryszko-Chmielewska E. 2003. Pollen count of selected taxa in the atmosphere of Lublin using two monitoring methods. Annals of Agricultural and Environmental Medicine 10(1): 79–85.

Puc M. 2007. The effect of meteorological conditions on hazel and alder pollen concentration in the air of Szczecin. Acta Agrobotanica 60(2): 65–70.

Punt W., Hoen P.P., Blackmore S., Nilsson S., Le Thomas A. 2007. Glossary of pollen and spore terminology. Review of Palaeobotany and Palynology 143(1–2): 1–81.

RACGP. 2023. 2023 triennium. Royal Australian College of General Practitioners. Retrieved February 20, 2023 from https://www.racgp.org.au/education/professional-development/cpd/2023-triennium

Ranpal S., Sieverts M., Wörl V., Kahlenberg G., Gilles S., Landgraf M. *et al*. 2022. Is pollen production of birch controlled by genetics and local conditions? International Journal of Environmental Research and Public Health 19(13): 8160.

Rapiejko P., Jurkiewicz D., Lipiec A. 2022a. Very high birch pollen concentration in the air in selected Polish cities in 2022 – Clinical implications. Otolaryngologia Polska 76(6): 30–36.

Rapiejko J., Malkiewicz M., Puc M. 2022b. Hazel pollen in the air of selected Polish cities in 2022. Alergoprofil 18(2): 20–26.

Ratto F., Simmons B.I., Spake R., Zamora-Gutierrez V., McDonald M.A., Merriman J.C., Tremlett C.J., Poppy G.M., Peh K.S.-H., Dicks L.V. 2018. Global importance of vertebrate pollinators for plant reproductive success: A meta-analysis. Frontiers in Ecology and the Environment 16(2): 82–90.

Rauer D., Gilles S., Wimmer M., Frank U., Mueller M. *et al*. 2020. Ragweed plants grown under elevated CO_2 levels produce pollen which elicits stronger allergic lung inflammation. Allergy 76(6): 1718–1730.

Salo P., Arbes S., Jaramillo R., Calatroni A., Weir C., Sever M., Hoppin J., Rose K., Liu A., Gergen P., Mitchell H., Zeldin D. 2014. Prevalence of allergic sensitization in the United States: Results from the National Health and Nutrition Examination Survey (NHANES) 2005–2006. Journal of Allergy and Clinical Immunology 134(2): 350–359. https://doi.org/10.1016/j.jaci.2013.12.1071

Samoliński B., Raciborski F., Lipiec A., Tomaszewska A., Krzych-Fałta E., Samel-Kowalik P., Walkiewicz A., Lusawa A., Borowicz J., Komorowski J., Samolińska-Zawisza U., Sybilski A.J., Piekarska B., Nowicka A. 2014. Epidemiologia chorób alergicznych w Polsce (ECAP). Polish Journal of Allergology 1: 10–18.

Savitsky E. 2002. Ecology and distribution of pollen of allergenic plants. Allergy, Asthma & Immunology Research 14(2): 168–181.

Schmitz R., Ellert U., Kalcklösch M., Dahm S., Thamm M. 2013. Patterns of sensitization to inhalant and food allergens: Findings from the German Health Interview and Examination Survey for Children and Adolescents. International Archives of Allergy and Immunology 162(3): 263–270.

Smith M., Emberlin J., Stach A., Czarnecka-Operacz M., Jenerowicz D., Silny W. 2007. Regional importance of *Alnus* pollen as an aeroallergen: A comparative study of *Alnus* pollen counts from Worcester (UK) and Poznań (Poland). Annals of Agricultural and Environmental Medicine 14: 123–128.

Smith M., Matavulj P., Mimić G., Panić M., Grewling Ł., Šikoparija B. 2022. Why should we care about high temporal resolution monitoring of bioaerosols in ambient air? Science of The Total Environment 826: 154231.

Sofiev M., Bergmann C. 2013. Allergenic pollen: A review of the production, release, distribution, and health impacts. Springer.

Stach A. 2003. The use of Hirst volumetric trap, preparation of drums and slides. Advances in Dermatology and Allergology / Postępy Dermatologii i Alergologii 20(4): 246–249.

Sterk P., Fabbri L., Quanjer P. 1993. Airway responsiveness: Standardized challenge testing with pharmacological, physical, and sensitizing stimuli in adults. European Respiratory Journal 6: 53–83.

Strzelczyk Z., Roszkowski M., Feleszko W., Krauze A. 2020. Avoidance of allergens as an environmental method in the prevention of inhaled allergy symptoms. Journal Name 48(6): 745–752.

Svenning J. 2002. A review of natural vegetation openness in north--western Europe. Biological Conservation 104(2): 133–148.

Taylor P., Jacobson K., House J. 2007. Links between pollen, atopy, and the asthma epidemic. International Archives of Allergy and Immunology 144: 162–170.

Tomalak M., Rossi E., Ferrini F., Moro P.A. 2010. Negative aspects and hazardous effects of forest environment on human health, [in:] Forests, trees and human health. Springer Netherlands: 77–124.

Tutin T.G., Heywood V.H., Burges N.A., Moore D.M., Valentine D.H., Walters S.M., Webb D.A. 1972. *Flora Europaea*. Vol. 3: *Diapensiaceae* to *Myoporaceae* (pp. 370, maps I–V). Cambridge University Press.

United States Department of Agriculture. 2020. U.S. Forest Service. Retrieved from https://www.fs.fed.us

Wayne P., Foster S., Connolly J., Bazzaz F., Epstein P. 2002. Production of allergenic pollen by ragweed (*Ambrosia artemisiifolia* L.) is increased in CO_2-enriched atmospheres. Annals of Allergy, Asthma & Immunology 88(3): 279–282.

Wopfner N., Gadermaier G., Egger M., Asero R., Ebner C., Jahn-Schmid B., Ferreira F. 2005. The spectrum of allergens in ragweed and mugwort pollen. International Archives of Allergy and Immunology 138(4): 337–346.

Zając A., Zając M. 2001. Atlas rozmieszczenia roślin naczyniowych w Polsce. Wydawnictwo Naukowe, Kraków.

Ziello C., Sparks T.H., Estrella N., Belmonte J., Bergmann K.C., Bucher E., Brighetti M.A., Damialis A., Detandt M., Galán C., Gehrig R., Grewling L., Gutiérrez Bustillo A.M., Hallsdóttir M., Kockhans-Bieda M.C., De Linares C., Myszkowska D., Pàldy A., Sánchez A., Smith M., Thibaudon M., Travaglini A., Uruska A., Valencia-Barrera R.M., Vokou D., Wachter R., de Weger L.A., Menzel A. 2012. Changes to airborne pollen counts across Europe. PLoS One 7(4): e34076. https://doi.org/10.1371/journal.pone.0034076

Ziska L.H., Makra L., Harry S.K., Bruffaerts N., Hendrickx M. *et al.* 2019. Temperature-related changes in airborne allergenic pollen abundance and seasonality across the Northern Hemisphere: A retrospective data analysis. The Lancet Planetary Health 3(3): e124-e131.

Supplementary materials

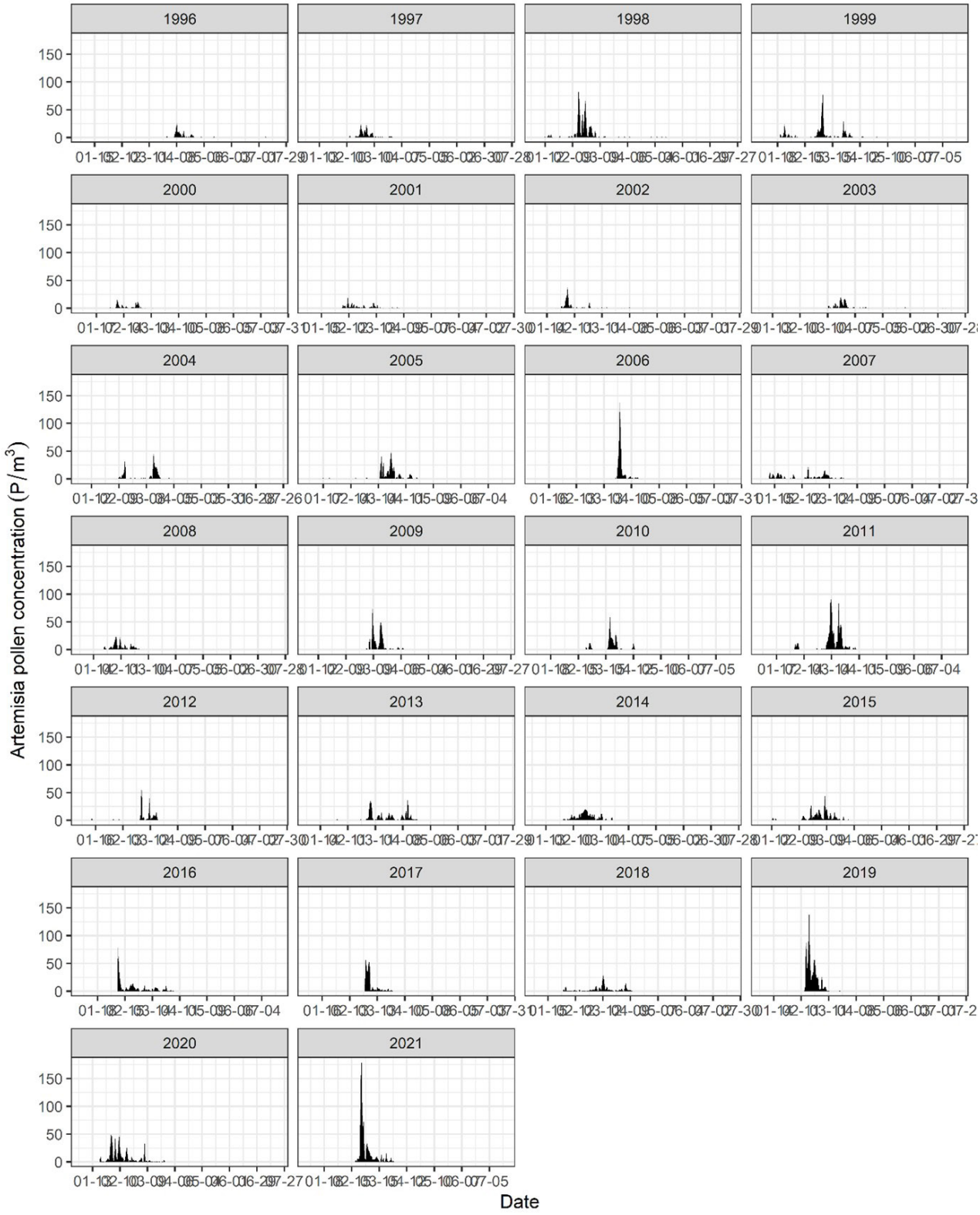


Fig. S1. The course of pollen seasons of *Corylus* in Poznań between 1996–2021

Rys. S1. Przebieg sezonów pyłkowych *Corylus* w Poznaniu w latach 1996–2021

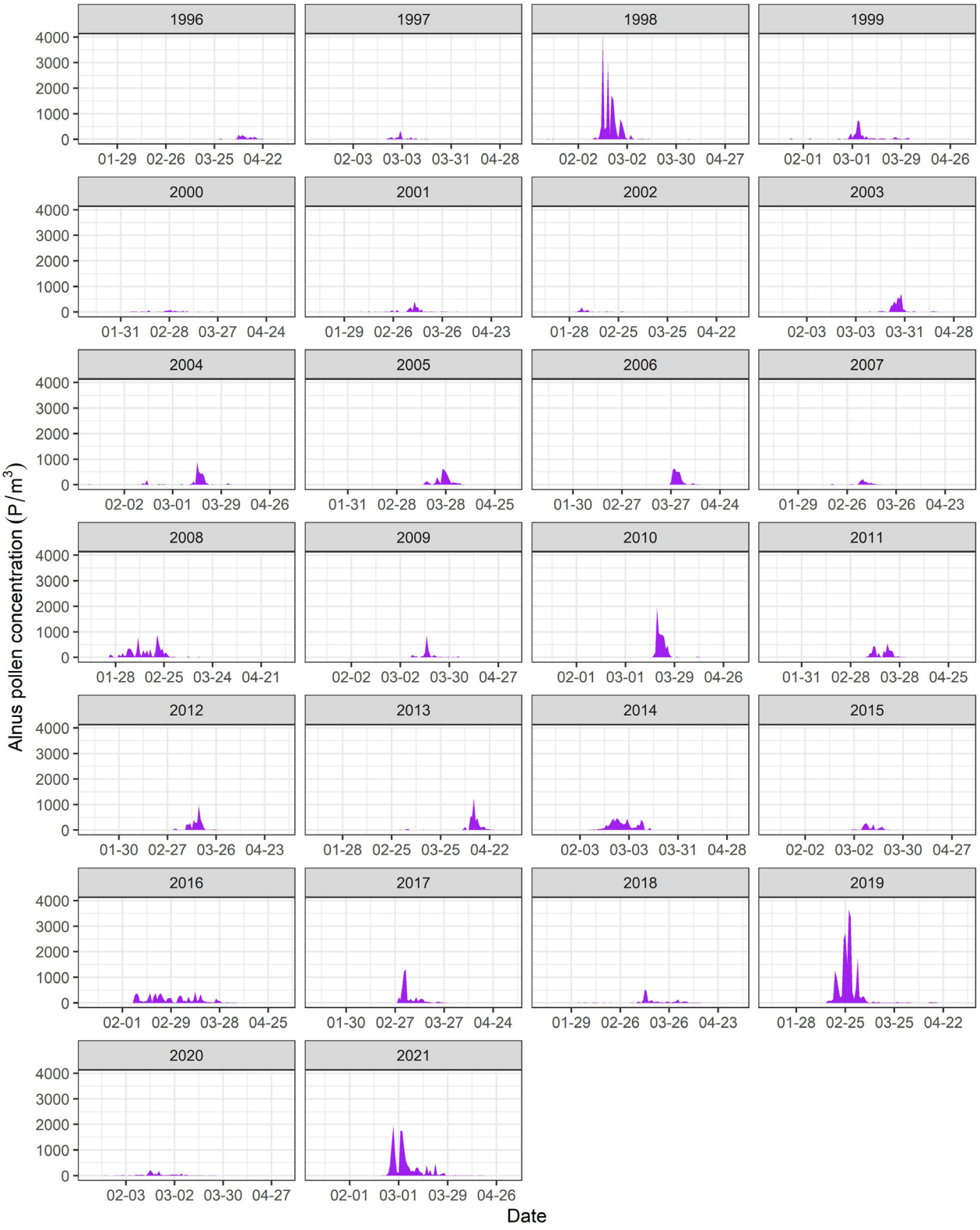


Fig. S2. The course of pollen seasons of *Alder* in Poznań between 1996–2021

Rys. S2. Przebieg sezonów pyłkowych olszy w Poznaniu w latach 1996–2021

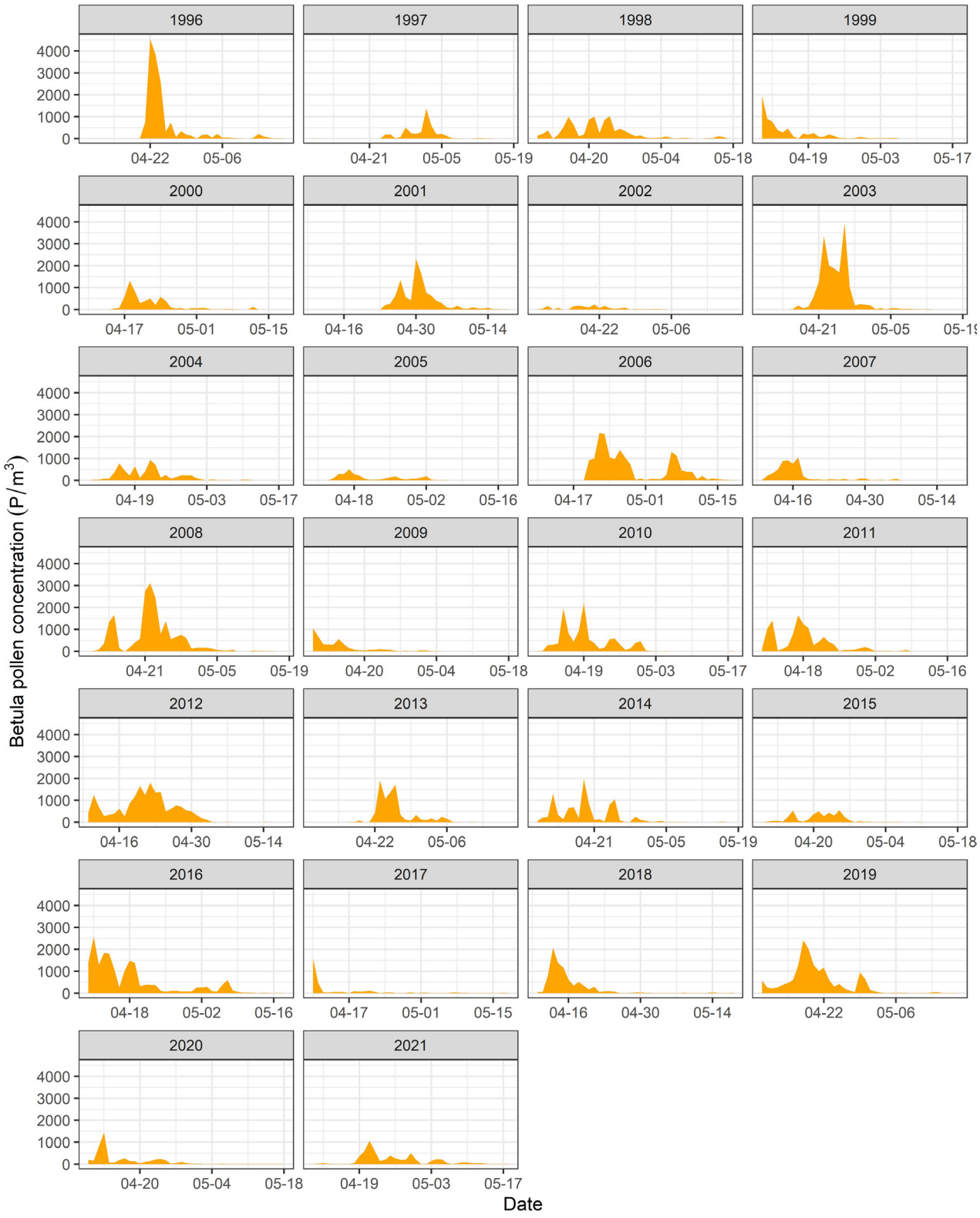


Fig. S3. The course of pollen seasons of *Betula* in Poznań between 1996–2021

Rys. S3. Przebieg sezonów pyłkowych *Betula* w Poznaniu w latach 1996–2021

Fig. S4. The course of pollen seasons of grasses in Poznań between 1996–2021

Rys. S4. Przebieg sezonów pyłkowych traw w Poznaniu w latach 1996–2021

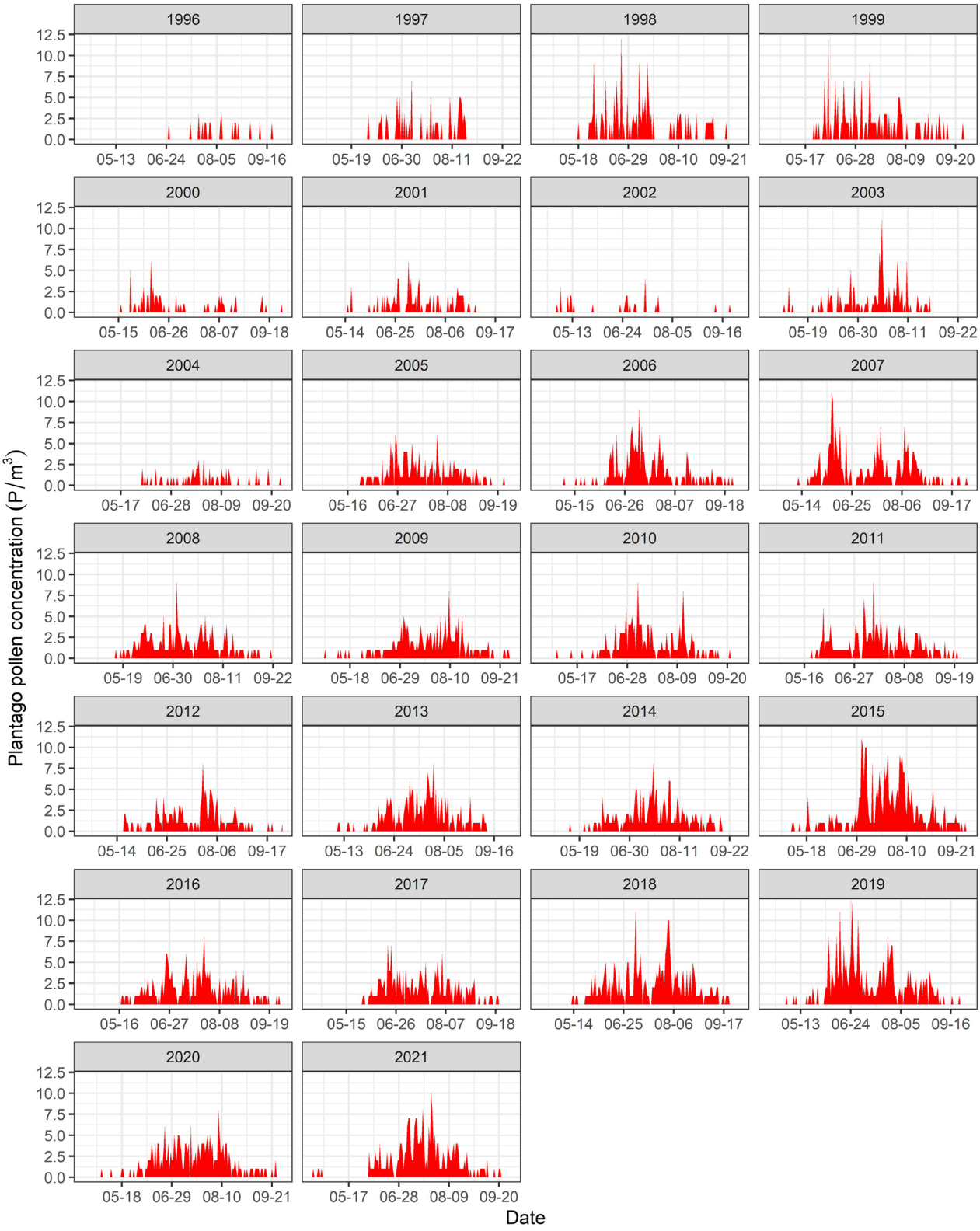


Fig. S5. The course of pollen seasons of *Plantago* in Poznań between 1996–2021

Rys. S5. Przebieg sezonów pyłkowych *Plantago* w Poznaniu w latach 1996–2021

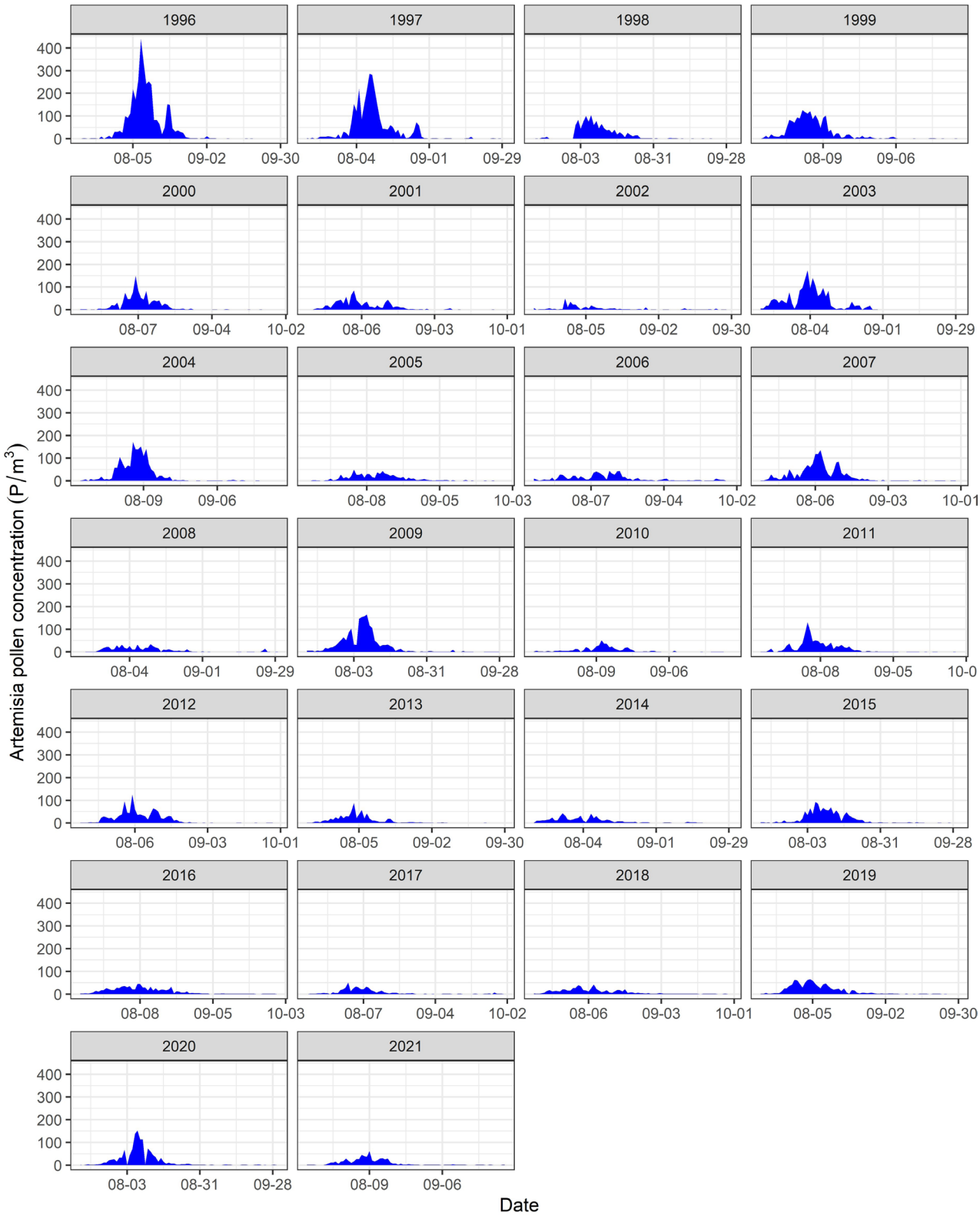


Fig. S6. The course of pollen seasons of *Artemisia* in Poznań between 1996–2021

Rys. S6. Przebieg sezonów pyłkowych bylicy pospolitej w Poznaniu w latach 1996–2021

Table S1. Changes in monthly sum of rain and monthly mean temperature in Poznań between 1995–2021 (the statistically significant trends are bolded in red color)

Tabela S1. Zmiany miesięcznej sumy opadów i średniej miesięcznej temperatury w Poznaniu w latach 1995–2021 (istotne statystycznie trendy zaznaczono na czerwono)

Month	Factor	Slope	p-value	Factor	Slope	p-value
January	Temperature	0.06508	0.3527	Rainfall	0.9031	0.06338
February		0.00116	0.9872		−0.2321	0.5909
March		0.07637	0.1590		−0.2834	0.4951
April		0.03871	0.3671		−0.2079	0.6645
May		−0.00329	0.9333		−0.0668	0.9250
June		**0.12399**	**0.0022**		0.0866	0.9154
July		0.07808	0.0758		−0.8599	0.5097
August		0.06502	0.0650		−0.2358	0.7746
September		**0.08919**	**0.0195**		−1.1589	0.0512
October		0.04554	0.3016		−0.4395	0.4691
November		**0.12057**	**0.0028**		0.1258	0.8078
December		**0.15788**	**0.0186**		0.2355	0.6206

Spis treści
Contents

ARTYKUŁY
ARTICLES

Paweł Przepióra • Tomasz Kalicki • Łukasz Podrzycki • Karol Zubek
Zapis aktywności dymarskiej w aluwiach środkowej Czarnej Nidy (woj. świętokrzyskie) – studium przypadku
/Record of bloomeries activity in the alluvium of the central Czarna Nida River (Świętokrzyskie Voivodeship) – case study/..... 7

Bernard Cedro • Przemysław Sztajner • Robert Woziński • Stanisław Musielak • Weronika Ceglarek Andrzej Osadczuk • Krystyna Osadczuk
Kule szczecińskie i nieregularne konkrecje wapienno-żelaziste ze zbiorów Muzeum Geologicznego Uniwersytetu Szczecińskiego i ich znaczenie dla rekonstrukcji warunków sedymentacji w morzu oligoceńskim okolic Szczecina – wstępne wyniki
/The Szczecin spherules and irregular lime-ferrous concretions from the collections of the Geological Museum of the University of Szczecin and their significance for the reconstruction of sedimentation conditions in the Oligocene sea of the Szczecin area – preliminary results/..... 19

Jan Degirmendžić
Changes in the frequency and persistence of the Vangengeim-Girs macro-circulation forms in the period 1979–2023
/Zmiany częstości oraz czasu trwania makroform Vangengeima-Girsa w latach 1979–2023/..... 27

Rajmund Skowron • Artur Zieliński • Tomasz Jaszczyk
Zarastanie i zanikanie najmniejszych jezior na Niżu Polskim
/Disappearance and overgrowth of the smallest lakes in Poland/..... 39

Wojciech Nadziałek
Burza superkomórkowa z 13/14 lipca 2024 roku jako przykład ekstremalnych zjawisk pogodowych w województwie świętokrzyskim
/Supercell storm from July 13/14, 2024 as an example of extreme weather events in the Świętokrzyskie region/..... 49

Margarita Zalinian
Extreme events in pollen concentration in Poznań, Poland: seasonality, trends and health impact
/Ekstremalne zdarzenia w stężeniu pyłków w Poznaniu, Polska: sezonowość, trendy i wpływ na zdrowie/..... 61