

Artur Zieliński¹ • Michał Stachura² • Krzysztof Jarzyna³ • Piotr Zagórski⁴
Dariusz Wieczorek⁵ ¹ Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach, Instytut Geografii i Nauk o Środowisku² Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach, Katedra Ekonomii i Finansów³ Uniwersytet Warszawski, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych⁴ Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Instytut Nauk o Ziemi i Środowisku⁵ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział ŚwiętokrzyskiE-mail: artur.zielinski@ujk.edu.pl; michal.stachura@ujk.edu.pl; k.jarzyna3@uw.edu.pl; dwie@pgi.gov.pl

Wahania poziomu wody w wybranych jeziorach Niecki Nidziańskiej

Water level fluctuations in selected lakes of the Nida Basin

Zarys treści

Postępujący dynamicznie rozwój cywilizacyjny znacząco pogłębia antropopresję i modyfikuje środowisko. Z kolei wydłużające się okresy suszy skutkują niedoborami wody i powodują wahania oraz obniżanie się poziomów wód powierzchniowych i podziemnych. Celem badań była ocena zasięgu tych zmian na obszarze miasta powiatowego Staszów, położonego w południowo-wschodniej części województwa świętokrzyskiego. Wahania poziomu wody w jeziorach, a zwłaszcza ich amplituda, częstotliwość, czas trwania są znaczącymi czynnikami wpływającymi na te ekosystemy. Ponadto jeziora są bardzo dobrym wskaźnikiem zmian klimatycznych, a poziomy ich zwierciadła odzwierciedlają zasobność wód terenów, w których te akweny istnieją. W opracowaniu zaprezentowano zmiany poziomów wód 12 niewielkich jezior staszowskich w latach 2011–2020, przy czym ciągle obserwacje prowadzono od marca 2011 r. Zaobserwowano zróżnicowanie amplitud stanów wody od 16 cm (Duży Staw) do 127 cm (Jezioro Ciemne) i obniżenie poziomu wód. Jeziora te utworzyły się w formach krasu reprodukowanego. W analizowanej grupie akwenów odnotowano stan: wzrostu (1 jezioro), spadku (8 jezior) oraz braku wyraźnych tendencji zmian poziomu zwierciadła wody (3 jeziora). Najwyższym i stałym wzrostem poziomu wody charakteryzowało się Jezioro Ciemne (aż +87 cm), a najgłębszym spadkiem – Jezioro Przedpole (–90 cm) i Jezioro Odrodzone (–89 cm). Jeziora o różnym charakterze zmian poziomów wody, występowały nawet w akwenach położonych w bardzo niewielkich odległościach od siebie. Uzyskane wyniki z zakresu fluktuacji poziomu wody i ich zróżnicowanie w jeziorach wskazują na kluczową rolę czynników lokalnych nad klimatycznymi. Wśród czynników lokalnych miały wyraźny wpływ: wysokość lokalizacji nad poziomem morza, charakter akwenu (bezodpływowy, odpływowy, przepływowy) oraz działalność bobrów. Ponadto zasadnicze znaczenie wydaje się mieć wielkość i charakter zlewni zarówno powierzchniowej, jak i podziemnej oraz parametry mis jezior.

Słowa kluczowe

Kras reprodukowany, wahania poziomu wody, zmiany tendencji, Niecka Nidziańska.

Abstract

The rapid development of civilization significantly intensifies the anthropopressure and modifies the environment. On the other hand, the extending periods of droughts result in water deficiency and fluctuations and reduction of the level of surface water and groundwater. The aim of the conducted study has been to assess the extent of such changes in the region of the district city of Staszów located in the south-eastern part of Świętokrzyskie Voivodeship. The fluctuations in water level in lakes, especially their amplitude, frequency and duration, constitute important factors affecting the ecosystems in questions. Moreover, lakes serve as a great indicator of climate changes and their water levels reflect the abundance of water resources in the regions that such reservoirs are located in. This elaboration has presented changes in water levels of 12 lakes in the Staszów region within the period of 2011–2020, whereby continuous observations were conducted from March 2011 to December 2020. The study revealed a difference in water level amplitudes from 16 cm (Duży Staw) to 127 cm (Ciemne lake) and a general drop in the water level. The said lakes were created in form of reproduced karst. In the analyzed group of reservoirs, the study identified: an increase (one lake), a reduction (8 lakes) and lack of an evident tendency for changes in water level (3 lakes). The highest and constant increase in water level was exhibited by the Ciemne lake (+87 cm) while the most profound reduction – by the Przedpole lake (–90 cm) and the Odrodzone lake (–89 cm). Various characteristics of water level changes were identified even in case of reservoirs that were located very close to each other. The collected results in scope of water level fluctuation and their differentiation in lakes indicate that local factors have a greater impact than climate factors. The local factors with a vivid effect included: height above sea level of the location, the nature of the reservoir (whether it is closed, connected to other reservoirs or serves as a pass-through reservoir) and beaver activity. What is more, it was established that the size and characteristic of the basin, both in case of surface water and groundwater, as well as the parameters of lake basins are of crucial importance.

Keywords

Reproduced karst, water level fluctuations, change tendencies, the Nida Basin.

1. Wprowadzenie

Pogłębiająca się antropopresja oraz pojawiające i wydłużające się coraz częściej okresy suszy oraz wzrost tempera-

tury powietrza powodują niedobory wody i skutkują obniżaniem się poziomu wód powierzchniowych, gruntowych, okresowym lub całkowitym nawet zanikiem jezior. Te procesy widoczne są zarówno na poszczególnych jeziorach,



jak również szerzej w wielu regionach i państwach. Stanowią one bardzo ważny problem badawczy, który szeroko i często jest podejmowany (np. Niewiarowski 1995, 1999; Choiński 2001; Dąbrowski 2002; Choiński i Ptak 2008; Leira i Cantonati 2008; Nowacka i Ptak 2007; Chmielewski i Chmielewski 2010; Skowron i Piasecki 2014, 2015; Ptak 2018; Vuglinsky i Kuznetsova 2019; Choiński i Zieliński 2020; Tan i Liu 2020; Volchak i in. 2020; Choiński i Skowron 2021; Choiński i in. 2023; Skowron i in. 2024).

Fluktuacja poziomu wody wpływa na wiele procesów warunkujących przeobrażenia i funkcjonowanie systemów jezior. Wysokość napełnienia mis jeziornych wodą ma wpływ na wiele kierunków przemian akwenów i ich charakter, m.in. hydrologiczny, geomorfologiczny i biologiczny. Ponadto stabilność zwierciadła determinuje dostępność do zasobów wody (Choiński 2007; Choiński i in. 2019; Choiński i in. 2020). Dlatego problematyka związana z wahaniami poziomu wody była podejmowana przez wielu badaczy. Jednakże obiektami zainteresowania były akweny o powierzchni wielokrotnie większej od 1 ha, a takich jezior w regionie świętokrzyskim jest niewiele (Choiński 1995; Zieliński 2013; Stachura i in. 2018; Zieliński i in. 2020; Choiński i Zieliński 2020; Kirvel i in. 2021; Zieliński 2021; Zieliński i Choiński 2021).

Jednocześnie warto zauważyć, że na fluktuacje poziomów wody mogą mieć wpływ procesy osiadania powierzchni terenu. Te z kolei mogą przebiegać z naturalnych przyczyn (np. Zieliński 2013), jak również mogą być wywołane antropopresją (np. Rzętała i Jaguś 2012). W konsekwencji osiadanie może skutkować powstawaniem i powiększaniem się obszarów bezodpływowych i większą retencją wód.

W Polsce prowadzi się długoterminowe obserwacje stanów wody w wielu akwenach. Wyniki tego monitoringu zestawia się w Rocznikach Wód Powierzchniowych, Bazy danych IMGW.

2. Obszar, materiały i metody badań

Obszar badań leży na południe od zasięgu lądolodu ostatniego zlodowacenia wistły (Marine Isotope Stages 2-5d), jak również od zasięgu lądolodu wcześniejszego zlodowacenia odry (Marine Isotope Stage 6) (Mojski 2005), w pasie wyżyn środkowopolskich i dlatego zasadniczo nie kojarzy się z jeziorami. Niemniej jednak, ze względu na specyficzną budowę geologiczną są miejsca, w których napotkać można dość liczne zgrupowania niewielkich akwenów. Taką przestrzenią jest północno-wschodnia część Niecki Nidziańskiej będącej subregionem Wyżyny Małopolskiej (Solon i in. 2018; Richling i in. 2021). W rejonie miasta Staszów zlokalizowanych jest kilkadziesiąt jezior (Zieliński 2013). Ich istnienie uwarunkowały zjawiska krasowe występujące w podłożu, a których efekty są reprodukowane w niekrasowięjących przypowierzchniowych osadach (Zieliński 2013; Urban i in. 2024). Te reprodukowane formy mają charakter lejów i uwałów. Niektóre z tych form osiągają 23 m głębokości, przy czym funkcjonujące w nich jeziora oraz osady denne tych zbiorników bądź torfowiska,

„maskują” faktyczne deniwelacje tych form. Wody wypełniające misy jeziorne nie mają cech typowych dla wód krasowych (Zieliński 2010, 2013).

Większość analizowanych jezior leży w dorzeczu rzeki Czarnej Staszowskiej. Tylko niektóre obiekty leżące we wschodniej części analizowanego obszaru (jeziora: Mai, Jasne, Ciemne) są już położone w dorzeczu rzeki Kacanki, która jest prawym dopływem Koprzywianki (dopływ Wisły). Jeziora tworzące skupisko wokół akwenu Torfowe I są obszarem źródłiskowym niewielkiej rzeki Desny (dopływ Czarnej Staszowskiej, która jest dopływem Wisły). Ponadto w południowo-zachodniej części analizowanej przestrzeni z systemu jezior połączonych ze sobą kanałami, wybudowano dwa kanały umożliwiające wypływy wody w kierunku doliny Czarnej Staszowskiej.

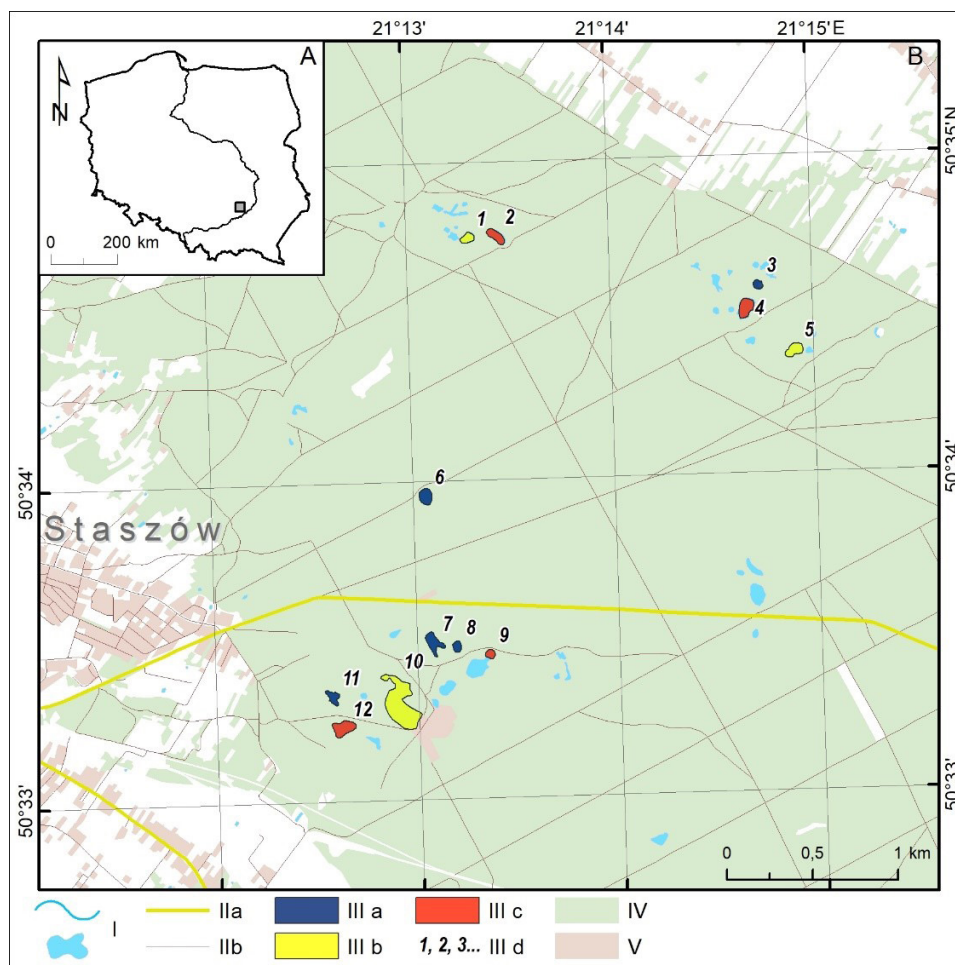
Szczegółowymi badaniami objęto 12 jezior zlokalizowanych w kompleksie leśnym na wschód od miasta Staszów (rys. 1).

Pięć z analizowanych jezior jest bezodpływowych (jezioro Przedpole, jezioro Kacze, jezioro Bez Nazwy, jezioro Mai i jezioro Odrodzone). Cztery akweny są z wypływem (jezioro Donica, Piąty Staw, jezioro Torfowe I i jezioro Jasne). Autorzy niniejszego opracowania uznali, że wybór takiej liczby bezodpływowych i z wypływem akwenów oraz ich rozmieszczenie ułatwi ewentualne zauważenie obiektu, w którym mogły nastąpić wahania zwierciadła wody będące pochodną procesów krasowych (np. przeobrażeń niecki jeziornej w wyniku osiadania lub gwałtownego obniżenia dna misy). Ponadto do obserwacji wytypowano trzy zbiorniki mające charakter przepływowy, tj. Duży Staw, jezioro Torfowe II i jezioro Ciemne (rys. 1).

Zimą 2011 r. podjęto badania położenia rzędnych powierzchni pokryw lodowych przy wykorzystaniu odbiornika Globalnego Systemu Pozycjonowania (GPS), bowiem wtedy panowały odpowiednie warunki do pracy na taflach lodowych. Wykorzystano zasadniczo dwa rodzaje danych: analogowe (przetworzone cyfrowo) oraz dane pozyskane podczas bezpośrednich pomiarów terenowych.

Pierwszy rodzaj danych to przede wszystkim dostępne opracowania kartograficzne, tj. mapy topograficzne nominalnie wykonane w układzie PUWG 1965, sprowadzone do układu współrzędnych PUWG 1992 (kalibracja). Ze względu na metodykę ich wykonania (podstawowe cięcie poziomicowe 1,25 m) pozwalają na uzyskanie dokładności na poziomie ok. 1 m. W ostatnich latach cennym źródłem tego typu danych przetworzonych cyfrowo jest serwis internetowy geoportal.gov.pl prowadzony przez Główny Urząd Geodezji i Kartografii. Jednocześnie serwis ten oferuje ortofotomapę w wysokiej rozdzielczości, umożliwiającą dokonywanie precyzyjnych pomiarów.

Drugi rodzaj danych pozyskano w trakcie terenowych pomiarów GPS, które wykonano odbiornikami GPS (Leica System 500, SR530). Prowadzone były one zgodnie z procedurami obserwacyjnymi obowiązującymi w tego typu opracowaniach (Specht 2007). Zastosowanie tego systemu umożliwia, w sposób stosunkowo szybki i precyzyjny, uzyskanie sieci punktów (X, Y, Z) osadzonych w określonym układzie współrzędnych.



Rys. 1. Położenie obszaru badań na tle mapy konturowej Polski (A). Położenie badanych jezior w okolicach Staszowa (B)

I – jeziora i ciek wodne, IIa – drogi główne, IIb – pozostałe drogi, IIIa – jeziora bezodpływowe, IIIb – jeziora przepływowe, IIIc – jeziora z wypływem, III d – lokalizacje poszczególnych jezior: 1 – Torfowe II, 2 – Torfowe I, 3 – Mai, 4 – Jasne, 5 – Ciemne, 6 – Odrodzone, 7 – Kacze, 8 – Bez Nazwy, 9 – Piąty Staw, 10 – Duży Staw, 11 – Przedpole, 12 – Donica, IV – lasy, V – zabudowania

Fig. 1. Location of the study area on the background of the contour map of Poland (A). The location of the researched lakes near Staszów (B)

I – lakes and watercourses, IIa – main roads, IIb – other roads, IIIa – outflow lakes, IIIb – flow-through lakes, IIIc – with an outflow lakes, III d – locations of specific lakes: 1 – Lake Torfowe II, 2 – Lake Torfowe I, 3 – Lake Mai, 4 – Lake Jasne, 5 – Lake Ciemne, 6 – Lake Odrodzone, 7 – Lake Kacze, 8 – Lake Bez Nazwy, 9 – Lake Piąty Staw, 10 – Lake Duży Staw, 11 – Lake Przedpole, 12 – Lake Donica, IV – forests, V – buildings

Dla uzyskania wiarygodnych i dokładnych danych ($\pm 0,1-0,2$ cm) niezbędne jest korygowanie pomiarów terenowych (pomiar nawigacyjny) w stosunku do stacji bazowej (*reference*), nazywane pomiarem różnicowym (DGPS). Zastosowanie stacji bazowej daje możliwość uzyskania precyzyjnych pomiarów w układzie lokalnym. Dlatego aby otrzymać bezwzględne precyzyjne położenie układu lokalnego, dane ze stacji bazowej przeliczone zostały względem permanentnych stacji referencyjnych GPS działających w ramach Aktywnej Sieci Geodezyjnej ASG-EUPOS (www.asgeupos.pl). W pracach terenowych zastosowano metodę statyczną, która polega na pomiarze położenia pojedynczego punktu (*rover*), w tym wypadku poziom wody jeziora, względem stacji bazowej. Ze względu na stosunkowo niewielkie odległości między stacją bazową i mierzonymi punktami (do 3 km), czas pomiaru wynosił 15–20 minut. Uzyskano dokładności na poziomie $\pm 0,1-0,2$ cm.

Następnie na drzewach o średnicy ok. 30 cm rosnących przy brzegach akwenów założono punkty reperowe. Wbito w drzewa gwoździe o dł. ok. 5 cm na wys. 100 cm od wówczas aktualnego poziomu powierzchni pokrywy lodowej. Przy ich wykorzystaniu przeprowadzono pomiary wysokości występowania zwierciadła wody (pokrywy lodowej). Jednocześnie należy zaznaczyć, że wysokość wbitych w drzewa gwoździ nie zmienia się z wiekiem drzew. W pracy wykorzystano pomiary do końca 2020 r. Celem badań było określenie skali wahań i poziomów zwierciadła wody (lub pokrywy lodowej). Poszczególne serie pomiarowe wykonywano w ciągu jednego dnia we wszystkich badanych punktach. Wykorzystano część danych za: Zielińskim *et al.* (2013) i Zielińskim (2013). Niestety, w poszczególnych latach nie udało się uzyskać zakładanej (comiesięcznej) systematyczności pomiarowej. Mimo tego uzyskano pokaźny zbiór danych, który w sposób

wiarygodny prezentuje tendencje fluktuacji zwierciadeł wód badanych obiektów.

Systematyczne badania prowadzono od grudnia 2017 do grudnia 2019 r., dokonując pomiarów w odstępach miesięcznych. W tym okresie zakresy zmienności wahań poziomów wód, w odniesieniu do reperów, wyglądały następująco: Jez. Torfowe (od -17 do -52 cm); Jez. Torfowe I (od -15 do -49 cm); Jez. Mai (od -5 do -60 cm); Jez. Jasne (od +14 do -19 cm); Jez. Ciemne (od +8 do +56 cm); Jez. Odrodzone (od -46 do -89 cm); Jez. Kacze (od -15 do -52 cm); Jez. Bez Nazwy (od -35 do -55 cm); Jez. Piąty Staw (od +6 do -2 cm); Jez. Duży Staw (od 0 do -9 cm); Jez. Przedpole (od -40 do -82 cm); Jez. Donica (od -15 do -39 cm).

Pomiary te są w dalszym ciągu kontynuowane, choć nie mają one charakteru systematycznego.

W ocenie warunków meteorologicznych w rejonie Staszowa wykorzystano dane dobowe ze stacji meteorologicznej IMiGW-PIB Staszów ($\varphi - 50^{\circ}36'N$, $\lambda - 21^{\circ}11'E$, $h - 219$ m n.p.m.) z okresu 1961–2020. Dane pozyskano z serwisu internetowego Dane Publiczne IMGW-PIB (<https://danepubliczne.imgw.pl/>; dostęp: 8.11.2021).

Dla okresu 1961–2020 obliczono średnie roczne temperatury powietrza ($^{\circ}C$) i roczne sumy opadów (mm). Posłużyły one do oceny typowości warunków termiczno-opadowych w okresie badań zgodnie z metodyką stosowaną przez Kaczorowską (1962) i Lorenc i in. (2008).

Dla okresu 2011–2020 obliczono średnią miesięczną i roczną temperaturę powietrza oraz miesięczne i roczne sumy opadów i ewapotranspiracji potencjalnej (PET). Sumy miesięczne PET (mm) obliczono przy pomocy wzoru Thornthwaita w modyfikacji Willmott *et al.* (za: Yang *et al.* 2017):

$$PET = \begin{cases} 0, & T < 0^{\circ}C \\ 16 \left(\frac{10T}{I}\right)^{\alpha}, & 0^{\circ}C \leq T \leq 26,5^{\circ}C \\ -415,85 + 32,24T - 0,43T^2, & T \geq 26,5^{\circ}C \end{cases}$$

gdzie: T – średnia miesięczna temperatura powietrza ($^{\circ}C$),

$$I = \sum_{i=1}^{12} \left(\frac{T}{5}\right)^{1,514}$$

$$\alpha = 0,49239 + 1,792 \cdot 10^{-2}I - 7,71 \cdot 10^{-5}I^2 + 6,75 \cdot 10^{-7}I^3$$

Obliczone wartości PET przemnożono przez 2 współczynniki liczbowe w celu uwzględnienia zmiennej w ciągu roku długości miesiący i długości dnia.

$$PET' = PET \cdot \frac{\varphi}{30} \cdot \frac{h}{12}$$

gdzie: h – długość dnia na danej szerokości geograficznej w 15 dniu miesiąca (w godz.), φ – długość miesiąca (w dniach).

Obliczono też średnie sumy opadów w 30-dniowych okresach poprzedzających pomiary poziomu jezior. Ponad-

to przeanalizowano szczegółowo warunki meteorologiczne (minimalna i maksymalna dobowa temperatura powietrza, sumy opadów i grubość pokrywy śnieżnej) w okresie poprzedzającym pierwszy pomiar poziomu jezior – 5 marca 2011 r.

W pracy wykorzystano też średnie miesięczne głębokości zwierciadła wód podziemnych (w m) z dwóch punktów monitoringu Państwowej Służby Hydrogeologicznej – Kurozwęki ($\varphi - 50^{\circ}35'N$, $\lambda - 21^{\circ}06'E$) i Smerdyna ($\varphi - 50^{\circ}36'N$, $\lambda - 21^{\circ}18'E$). Dane te pozyskano z Quarterly Bulletins of Groundwaters, Polish Hydrogeological Survey dostępnych on-line (<https://www.pgi.gov.pl/>; dostęp: 14.12.2021) z okresu styczeń 2009 – lipiec 2021.

W analizie zależności pomiędzy zmianą poziomu wody w jeziorach a warunkami meteorologicznymi i głębokością zwierciadła wód podziemnych posłużono się współczynnikiem korelacji rang Spearmana. W analizie wieloletniej zmienności opadów, temperatury powietrza i PET wykorzystano analizę trendu prostoliniowego.

Wyniki pomiarów poddano analizie statystycznej, której celem było przeprowadzenie analizy skupień. W ramach niej grupowanymi obiektami były jeziora, a zmiennymi stanowiącymi podstawę grupowania szeregi czasowe pomiarów poziomu wody dokonanych dla poszczególnych jezior. Jako miarę niepodobieństwa każdej pary obiektów przyjęto zmodyfikowaną odległość euklidesową między obiektami z tej pary. Modyfikacja została wprowadzona, aby uniezależnić się od arbitralnego nadania wartości zero pierwszym w czasie pomiarom poziomu wody. W konsekwencji oznacza to, że wobec pary szeregów pomiarów $x = (x_1, x_2, \dots, x_n)$ i $y = (y_1, y_2, \dots, y_n)$ badana jest odległość $d(x + c, y) = \sqrt{(x_1 + c - y_1)^2 + (x_2 + c - y_2)^2 + \dots + (x_n + c - y_n)^2}$ *de facto* między szeregami $x + c = (x_1 + c, x_2 + c, \dots, x_n + c)$ i $y = (y_1, y_2, \dots, y_n)$, przy czym stała c jest tak dobrana, aby wartość $d(x + c, y)$ była możliwie najmniejsza. Okazuje się, że ten problem minimalizacji realizuje stała $c = \bar{y}_n - \bar{x}_n$, gdzie \bar{x}_n i \bar{y}_n są średnimi arytmetycznymi odpowiednio z x i y .

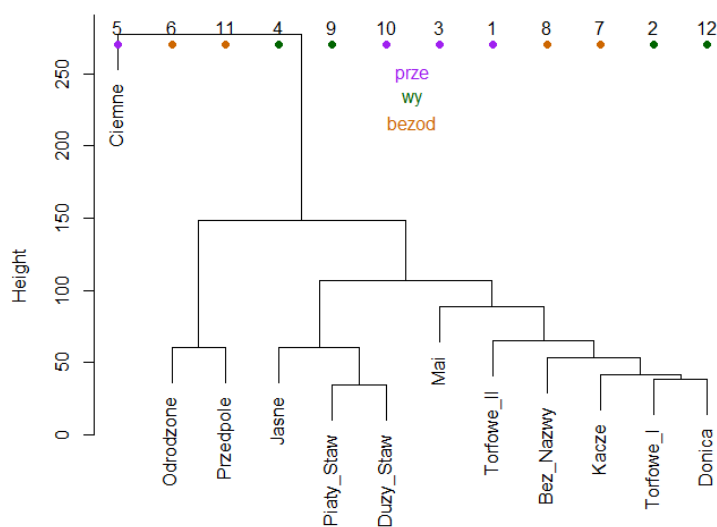
Na podstawie tak przyjętej miary niepodobieństwa przeprowadzona została hierarchiczna, aglomeracyjna analiza skupień, w której kolejno budowane skupienia (tzn. „narastające” grupy jezior) były tworzone albo zgodnie z metodą odległości średniej, albo metodą Warda.

Opisaną uprzednio analizę skupień wykonano z użyciem pakietu R (R Core Team 2021), a jej wyniki ilustrują rys. 2 i 3.

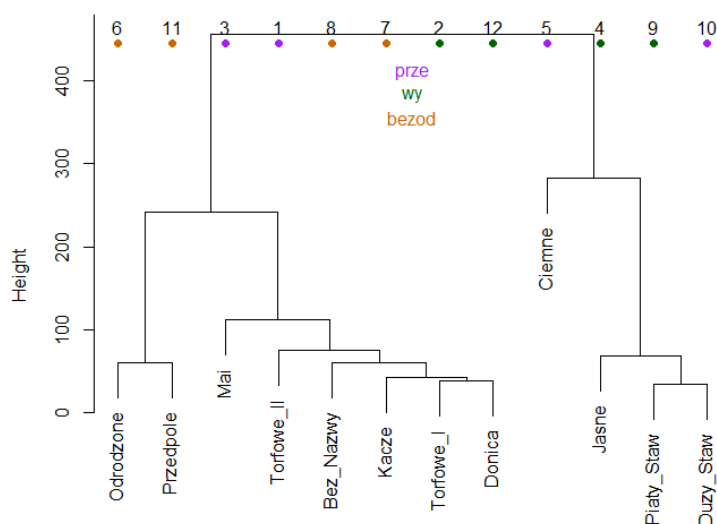
3. Budowa geologiczna rejonu badań

A) Okolice jeziora nr 1 i nr 2 (Torfowe II, Torfowe I)

W odległości 0,4–1,5 km od tych zbiorników wodnych w kierunku zachodnim i północnym wykonano przed laty otwory: **Pocieszka-4** (profile otworów pochodzą ze strony <https://otworywiertnicze.pgi.gov.pl/>; dostęp: 9.12.2022), **Pocieszka 1** oraz **Józefowo 1** (rys. 4). Otwory czwartorzędowe mają w tym rejonie kilka lub kilkanaście metrów miąższości i wykształcone są jako piaski, piaski i żwiry oraz gliny. Poniżej nich występują iltowce i ility z wkładkami margli, piasków i piaskowców sarmatu (ilty krakowieckie) lub



Rys. 2. Dendrogram przedstawiający grupowanie jezior zgodnie z metodą odległości średniej
Fig. 2. Dendrogram shows clustering of lakes according to average linkage method



Ryc. 3. Dendrogram przedstawiający grupowanie jezior zgodnie z metodą Warda
Fig. 3. Dendrogram shows clustering of lakes according to Ward's method

badenu górnego (warstwy pektenowe) – (tab. 1). Jeszcze głębiej zalegają gipsy wieku badenu środkowego, które miejscami wyklinowują się. Pod gipsami pojawiają się mułowce i piaskowce, miejscami także margle (warstwy baranowskie) badenu dolnego oraz margle i wapienie litotamniowe tego samego wieku.

B) Okolice jezior nr 3–5 (Mai, Jasne, Ciemne)

Najbliżej położone otwory znajdują się ok. 1,7–2,2 km w kierunku wschodnim (**Wola Wiśniowska-1**, **Wiśniowa-1**, **Czajków-83** i **Maziarka 4**) (rys. 4). Otwory czwartorzędowe, wykształcone są w tym rejonie jako piaski, mułki i gliny. Mają kilka metrów miąższości. Poniżej nich występują iłowce z wkładkami piaskowców i margli ilastych sarmatu (iły krakowieckie) lub badenu górnego (warstwy pektenowe). Głębiej zalegają gipsy, lokalnie zastępowane przez wapienie pogipsowe oraz iły, wieku badenu środkowego. Pod gipsami pojawiają się mułowce, piaskowce i piaski (warstwy baranowskie) badenu dolnego oraz margle i wapienie litotamniowe tego samego wieku (tab. 1).

C) Okolice jeziora nr 6 (Odrodzone)

Około 1,5 km na zachód od tego akwenu wykonane zostały 4 otwory wiertnicze: **Staszów-6**, **Staszów-1**, **Staszów-2**, **Pocieszka-2** (rys. 4). W ich profilach utwory czwartorzędowe to głównie piaski i gliny zapewne o kilkumetrowej nieokreślonej miąższości. Pod nimi zalegają lokalnie iły i iłowce (iły krakowieckie) sarmatu oraz iły, iłowce i mułowce z wkładkami piasków i piaskowców lub margli (warstwy pektenowe) badenu górnego, a jeszcze głębiej gipsy z wkładkami iłów, margli, jak również alabastru, wieku badenu środkowego (tab. 1). Następnie zalegają mułowce, piaski i piaskowce (warstwy baranowskie) lub margle litotamniowe z wkładkami piaskowców, wieku badenu dolnego.

D) Okolice jezior nr 7–12 (Kacze, Bez Nazwy, Piąty Staw, Duży Staw, Przedpole, Donica)

Profil geologiczny **otworu S1 ośrodka wczasowego** (rys. 4) dokumentuje zaleganie do głębokości 17,0 m piasków średnioziarnistych, fluwioglacjalnych. Poniżej nich występuje glina zwałowa (do gł. 27,9 m – tab. 1). Pod

utworami czwartorzędowymi występują ility, ility lub ility z wkładkami margli i piaskowców, prawdopodobnie sarmatu lub badenu górnego. W kierunku zachodnim (**otwór Glinki 1**) miąższość utworów czwartorzędowych (piaski i gliny) znacznie maleje, za to bliżej powierzchni położone są ility z wkładkami margli, a w spągu także z piaskowcami sarmatu lub badenu górnego. Pod nimi występują piaskowce (tzw. baranowskie) oraz wapienie litotamniowe, wieku badenu dolnego. W profilu **otworu Pipała 2** miąższość utworów czwartorzędowych (piaski) nieco zwiększa się (tab. 1). Pod nimi występują ility margliste i margle prawdopodobnie sarmatu lub badenu górnego. Głębiej zalegają margle litotamniowe badenu dolnego.

W kierunku południowym (**otwór Trzypiec 5**) utwory czwartorzędowe (piaski, mułki, żwiry) mają 8,6 m (tab. 1). Pod nimi występują ility, prawdopodobnie sarmatu lub badenu górnego. Następnie zalegają gipsy z przerostami wapieni (pogipsowych?) badenu środkowego oraz wapienie litotamniowe badenu dolnego. Ku wschodowi (**otwór Szopa 3**) miąższość utworów czwartorzędowych (piaski, ility, mułki) jest dość znaczna, ok. 27,5 m. Poniżej zalegają mułki ilaste oraz ility z przewarstwieniami margli, wapieni marglistych, piasków i piaskowców, prawdopodobnie sarmatu lub badenu górnego. Pod nimi stwierdzono wapienie (pogipsowe?) z wkładkami ility oraz gipsy, wieku badenu środkowego.

Tabela 1. Stratygrafia i głębokość zalegania utworów geologicznych stwierdzonych w profilach otworów wiertniczych wykonanych w rejonie badanych jezior

Table 1. Stratigraphy and depth of geological formations found in the profiles of drill holes drilled in the area of the studied lakes

Otwór	Wys. [m n.p.m.] Gł. [m]	Q	Ms	Mb ₃	Mb ₂	Mb ₁	Mb ₁
		–	ik	wp	gi	wb	wml
		Głębokość zalegania [m]					
S1 Ośr. Wczasowy	215,0/28,3	0,0–27,9	27,9–28,3		–	–	–
Glinki 1	212,0/66,1	0,0–3,0	3,0–28,2		–	?	28,2–66,1
Pipała 2	200,0/89,0	0,0–8,2	8,2–22,7		–	?	22,7–81,0
Trzypiec 5	191,0/118,0	0,0–8,6	8,6–41,3		41,3–54,1	?	54,1–61,0
Szopa 3	204,0/71,6	0,0–27,5?	27,5–58,8		58,8–66,4	?	?
Staszów-6	211,5/66,5	0,0–7,0	7,0–26,0		26,0–64,7	64,7–66,5	–
Staszów-1	206,0/55,0	0,0–?	?	?–42,0	–	42,0–48,0	48,0–55,0
Staszów-2	207,0/53,0	0,0–?	?	?–9,1	9,1–51,4	51,4–52,8	52,8–53,0
Pocieszka-2	205,0/73,0	0,0–6,2	?	6,2–34,2	34,2–71,0	71,0–73,0	?
Pocieszka-4	221,0/67,0	0,0–?	?–37,3		37,3–64,4	64,4–67,0	?
Pocieszka 1	220,0/150,2	0,0–7,0	?	7,0–17,5	17,5–64,4	64,4–74,9	74,9–103,0
Józefowo 1	231,0/121,6	0,0–17,7	17,7–36,2		–	36,2–55,4	55,4–82,2
Wola Wiśniowska-1	198,5/35,0	0,0–6,7	6,7–14,0		14,0–31,2	31,2–35,0	–
Wiśniowa-1	201,0/61,0	0,0–2,5	?	2,5–12,5	12,5–56,0	56,0–61,0	–
Czajków-83	203,0/110,0	0,0–5,0	5,0–18,0	18,0–26,0	26,0–64,0	64,0–95,0	95,0–100,0
Maziarka 4	203,0/47,0	0,0–6,0	6,0–22,0	22,0–25,0	25,0–47,0	–	–

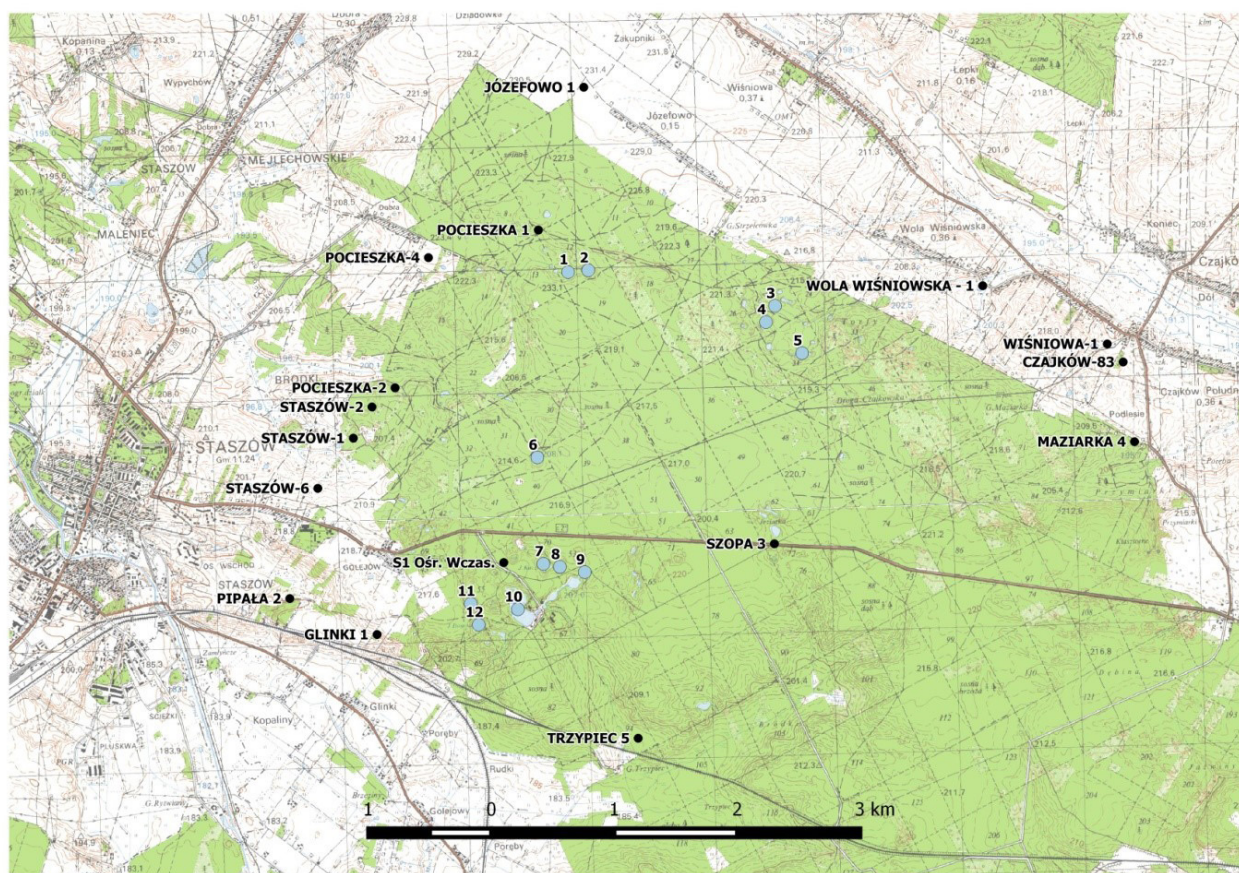
Objaśnienia: Q – czwartorzęd; Ms – sarmat; Mb₃ – baden górny; Mb₂ – baden środkowy; Mb₁ – baden dolny; ik – ility krakowieckie; wp – warstwy pektenowe; gi – gipsy, wapienie pogipsowe; wb – warstwy baranowskie; wml – wapienie i margle litotamniowe.

W tabeli przedstawiono jedynie ważniejsze – z punktu widzenia tematu – zagadnienia stratygraficzne w danym profilu; profile litologiczno-stratygraficzne otworów zaczerpnięto z portalu Otwory Wiertnicze (<https://otworywiertnicze.pgi.gov.pl/>).

Utwory czwartorzędowe, a także ility krakowieckie sarmatu występujące w górnej części profilu geologicznego omawianego obszaru, z uwagi na swoje wykształcenie litologiczne, nie są predysponowane do rozwoju procesów krasowych. Podobnie jest z tzw. warstwami pektenowymi badenu górnego, choć występują w nich także wkładki margli. Procesom krasowym podlegają dopiero gipsy i wapienie pogipsowe badenu środkowego oraz wapienie i margle litotamniowe badenu dolnego, zalegające w niższej części profilu geologicznego omawianego obszaru (Walcowski 1964, 1972; Romanek 1977; Romanek, Słowiak 1977). Gipsy i wapienie w rejonie badań są przykryte utworami nieprzepuszczalnymi, jednak mają one swoje wychodnie w rejonie Staszowa i w rejonach

położonych na północ i północny zachód od tej miejscowości (Walcowski 1964, 1965, 1968, 1972). Tam też są one zasilane wodami opadowymi, które infiltrują w głąb górotworu. Zwierciadło wód podziemnych występujących w gipsach i wapieniach jest najczęściej napięte (Liszkowski 1979), choć zdarza się, że w obrębie gipsów występuje też strefa aeracji (Walcowski 1972).

Omawiane jeziora okolic Staszowa reprezentują formy tzw. krasu zakrytego, reprodukowanego na powierzchni w utworach niekrasowiejących. Powstały one na drodze zapadania się nadległych utworów skalnych nad pustkami krasowymi wytworzonymi w obrębie warstw gipsów lub wapieni litotamniowych. Niektóre z powstałych w ten sposób zagłębień są wypełnione wodą (wody opadowe;



Ryc. 4. Lokalizacja otworów wiertniczych w rejonie badanych jezior

Fig. 4. Location of boreholes near of studied lakes

gruntowe i podziemne związane z piaskami czwartorzędowymi – to zasilanie może być ważne), a inne nie. Wynika to prawdopodobnie z tego czy dane zagłębienie ma czynne połączenie z utworami krasowiejącymi, czy też nie.

Analizując przestrzenne rozmieszczenie opisywanych jezior widzimy grupowanie się ich na pewnych obszarach, jak też występowanie w formie ciągów o liniowym przebiegu. Nie jest więc wykluczone, że pewne grupy tych zbiorników wodnych powstały w związku z występowaniem szczelin w obrębie skał krasowiejących (Walczowski 1964, 1972), a w ich podłożu uskoków lub spękań. Nie wykluczone, że nieciągłości te propagują się też ku górze profilu geologicznego w utwory ilaste badenu górnego i sarmatu.

Wody gruntowe i podziemne z rejonu analizowanych akwenów odprowadzane są ku dolinom Czarnej (w tym m.in. poprzez jej dopływ – Desnę) i Kacanki. Drenaż wód podziemnych mogą ułatwiać szczeliny, strefy uskoków czy też spękania w obrębie gipsów, czy wapieni litotamniowych.

4. Wyniki i dyskusja

Podstawowe parametry jezior zestawiono w tabeli 2, w której zastosowano numerację jezior zgodną z rys. 1. Generalnie jeziora położone są w niewielkich odległo-

ściach od siebie. Ze skupiska jezior wybrano po kilka charakterystycznych akwenów. Wyjątkiem jest odizolowane od innych zbiorników Jezioro Odrodzone (rys. 1).

Wszystkie analizowane akweny zlokalizowane są na terenie leśnym. Położone są od 204,37 m do 217,0 m n.p.m. (tab. 2).

Największym przeobrażeniem objekty te zostały poddane od schyłku XIX w. do końca lat 30. XX w. Wtedy z zalądowanych jezior eksploatowano torf (Zieliński 2007, 2013). Służył on jako źródło energii dla okolicznych zakładów przemysłowych. Kolejność wydobycia warunkowała dostępność do złoża i techniczne możliwości pozyskiwania surowca. Torf z jezior w rejonie Dużego Stawu był wydobyty przed 1938 r., bowiem na mapie P46 S32 Staszów w skali 1:100 000 z 1938 r. jeziora były już zaznaczone. Aby eksploatacja złóż torfu była możliwa, wybudowano szereg kanałów odwadniających zalądowane wówczas jeziora. Znacząco obniżono w nich poziom zwierciadła wód. Tym samym w ten sposób połączono szereg jezior ze sobą.

Działania te mogły mieć istotny wpływ na liczbę i wydajność źródeł funkcjonujących na badanym obszarze, których współcześnie istnieją tylko dwa i to o niewielkiej wydajności (Zieliński i Choiński 2022).

Mimo że od czasu zakończenia eksploatacji upłynęło ponad 80 lat, do tej pory wzdłuż kanałów widoczne są nasypy powstałe podczas kopania kanałów. Ponadto

Tabela 2. Położenie i parametry morfometryczne badanych jezior (wg Zieliński 2013, uzupełnione)**Table 2.** Location and morphometric parameters of the studied lakes (according to Zieliński 2013, supplemented)

Lp.	Jezioro	Wysokość (m n.p.m.)	Współrzędne geograficzne		Powierzchnia (ha)	Objętość (m ³)	Głębokość (m)	
			Szerokość N	Długość E			Maks.	Średnia
1.	Torfowe II	215,70	50°34'45,774"	21°13'18,0180"	0,39	9 500	5,1	2,5
2.	Torfowe I	217,00	50°34'45,960"	21°13'26,520"	0,51	14 000	5,3	2,8
3.	Mai	212,09	50°34'35,364"	21°14'43,782"	0,24	n.o.	n.o.	n.o.
4.	Jasne	211,64	50°34'31,074"	21°14'39,918"	0,76	18 800	4,6	2,5
5.	Ciemne	208,73	50°34'23,052"	21°14'54,312"	0,49	18 500	6,8	3,8
6.	Odrodzone	208,39	50°33'57,2160"	21°13'3,432"	0,57	17 000	6,8	3,0
7.	Kacze	207,89	50°33'29,5260"	21°13'4,512"	0,61	6 200	2,5	1,0
8.	Bez Nazwy	207,62	50°33'28,7340"	21°13'11,418"	0,21	2 600	2,6	1,2
9.	Piąty Staw	206,91	50°33'27,1020"	21°13'21,198"	0,18	n.o.	4,2	n.o.
10.	Duży Staw	206,59	50°33'18,1080"	21°12'54,264"	3,63	134 000	7,8	3,7
11.	Przedpole	209,00	50°33'19,8060"	21°12'34,248"	0,30	4 600	3,8	1,5
12.	Donica	204,37	50°33'13,9380"	21°12'37,014"	0,59	14 100	6,1	2,4

n.o. – nie oznaczono (not calculated).

przy niektórych jeziorach można dostrzec wyraźne ślady dawnego wyższego zasięgu poziomu zwierciadła wód. Pozytywne jest, że z upływem czasu, w wyniku ruchów masowych i gromadzenia się w kanałach materii organicznej w dalszym ciągu się one wypływają, tym samym zmniejszając odpływy z jezior.

Wyniki badań wskazują, że wśród jezior największym wahaniami poziomu wody podlegały jeziora: przepływowe jezioro Ciemne od +87 cm do -40 cm (amplituda 127 cm), bezodpływowe jezioro Przedpole od +4 cm do -94 cm (amplituda 98 cm), bezodpływowe jezioro Odrodzone od 0 cm do -89 cm), bezodpływowe jezioro Mai od +21 cm do -60 cm (amplituda 81 cm) oraz dwa sąsiadujące bezodpływowe akweny: jezioro Kacze od +3 cm do -57 cm i jezioro Bez Nazwy od 0 cm do -60 cm. Wyraźnie widać, że wyjątkowym obiektem w tym zestawieniu jest Jezioro Ciemne, któremu poziom zwierciadła wody wzrósł. Przez bobry został zatamowany odpływ z tego zbiornika, przy czym kanał zasilający to jezioro wodami wypływającymi z jeziora Jasnego był drożny. W konsekwencji znaczący wzrost poziomu zwierciadła wody w jeziorze Ciemnym spowodował odpływ z wyżej położonego nad poziomem morza jeziora Jasnego i położonego nieco jeszcze wyżej bezodpływowego jeziora Mai, np. poprzez przesiąkanie wody do zlokalizowanego w sąsiedztwie jeziora Jasnego (rys. 1, tab. 2.), które nie odnotowało tak dużego spadku jak zaobserwowano w bezodpływowym jeziorze Przedpole czy jeziorze Odrodzone.

Interesująco kształtują się fluktuacje poziomu zwierciadła wody w jeziorze Torfowe I, bowiem wahały się one od 0 cm do -58 cm. Obiekt ten położony jest najwyżej spośród badanych zbiorników (tab. 2). Obniżenie w nim poziomu z pewnością ograniczyło zasilanie z niego jeziora Torfowe II, wokół którego zauważono ślady wkraczania bobrów. Jednak ich aktywność nie jest tak wysoka jak w rejonie jeziora Ciemne, co potwierdzają wahania pozio-

mu zwierciadła wody w jeziorze Torfowe II mieszczące się w zakresie od +3 cm do -63 cm. Jezioro Torfowe I stanowi obszar źródłiskowy rzeki Desny (rys. 1B).

W jeziorze Jasne (z wypływem) zanotowano mniej głębokie obniżenie poziomu, tj. do -19 cm. Najniższym akwenem spośród badanych jest jezioro Donica (tab. 2). Wahania poziomu zwierciadła wody kształtowały się w tym akwenie od 0 cm do -43 cm. Mniejszymi fluktuacjami cechował się Piąty Staw, tj. skrajnie od +6 cm do -17 cm, ale zazwyczaj fluktuacje miały znacznie mniejszą amplitudę. Charakter wahań poziomu zwierciadła wody oraz jego nieco wyższe położenie nad poziomem morza od systemu wielokrotnie większych połączonych ze sobą kanałami jezior (ok. 32 cm, tab. 2) wskazuje, że Piąty Staw jest silnie zasilany wodami napływającymi do jego niecki jeziornej. Potwierdzają to badania termiki wód (Zieliński 2013, 2021) oraz obserwacje terenowe podczas tworzenia się tafli lodowej na tym jeziorze. Czasami strumień ciepła pochodzący z wody źródlanej dociera na powierzchnię tworząc tzw. płoń, czyli niezamarzniętą przestrzeń w tafli lodowej (Choiński i Skowron 2022). W porze ciepłej woda w Piątym Stawie jest wyraźnie chłodniejsza niż w innych akwenach. Ponadto Piąty Staw zasila system akwenów połączonych z Dużym Stawem, który cechuje się stosunkowo niewielką fluktuacją (skrajnie od +7 cm do -9 cm).

Zasadniczo wyniki pomiarów wskazują, że w analizowanym czasie poziom zwierciadła wód w badanych obiektach ulegał istotnym zmianom. Był z reguły wyraźnie niższy niż ten zarejestrowany w dniu rozpoczęcia obserwacji.

Czasami fluktuacje miały charakter incydentalny i mogły dotyczyć jedynie poszczególnego obiektu. Taką sytuację Zieliński (2013) udokumentował. Zaobserwował zapadnięcie się pokrywy lodowej na jeziorze, które nastąpiło po nagłym obniżeniu się zwierciadła wody pod lodem. Przełam pokrywy lodowej o grubości 26 cm był dobrze widoczny, w niewielkiej odległości od brzegów zbiornika



Fot. 1. A – widok jeziora po zapadnięciu się pokrywy lodowej, B – szczelina w pokrywie lodowej (fot. A. Zieliński 2013)

Pic. 1. A – view of the lake after the ice cap collapsed, B – a crack in the ice cover (photo by A. Zieliński 2013)



Fot. 2. Podziemna pustka powstała w sąsiedztwie jeziora Mai (fot. A. Zieliński 2018)

Pic. 2. An underground void was created near Lake Mai (photo by A. Zieliński 2018)

(fot. 1). Jednocześnie warto podkreślić i wykluczyć jakąkolwiek ingerencję bobrów, bowiem w opisywanym czasie zwierzęta te tam nie bywały.

Ponadto fluktuacje w postaci obniżen poziomu zwierciadła wody mogą ujawniać efekty procesów krasowych. W dniu 19.10.2018 r. w jeziorze Mai poziom zwierciadła wody był niższy o 60 cm od ustalonego w 2011 r. Zaobserwowano wówczas odspojenia powierzchniowej warstwy glebowej, zespolonej systemami korzeniowymi od warstw niżej leżących. Utworzyła się tam pustka o długości kilku metrów, 1,5 m szerokości i ok. 0,3 m głębokości (fot. 2).

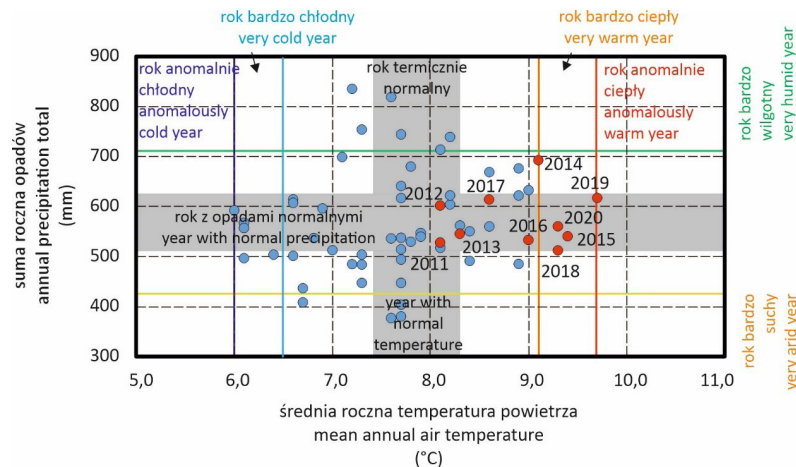
Według Choińskiego i in. (2020), poziom wody w jeziorach północnej Polski wykazywał w okresie 1956–2014 zróżnicowane wahania. Obok jezior, których poziom obniżył się, są też takie, których poziom wzrósł albo nie zmienił się znacząco. W latach 2010–2014, który to okres pokrywa się z początkiem okresu obserwacyjnego w niniejszym studium, wyraźny malejący trend poziomu wody wykryto między innymi w jeziorach: Charzykowskim, Jeziorak i Roś. Zróżnicowane trendy wahań poziomu jezior wykryto też w przypadku jezior na Równinie Konijskiej w środkowej Turcji (Demir 2022). O ile w przypadku jezior krasowych:

Kızören i Timraş wykryto wyraźny malejący trend poziomu wody, o tyle w przypadku słonego jeziora Tuz nie stwierdzono żadnego trendu zmian jego poziomu.

Średnia roczna temperatura powietrza w Staszowie w latach 1961–2020 wynosiła 7,8°C. W latach 2011–2020, w których prowadzono badania wynosiła 8,9°C. Pod względem warunków termicznych okolice Staszowa są cieplejsze od przyległych do nich od północy Gór Świętokrzyskich, przypominając pod tym względem sąsiadującą z tym regionem od wschodu zachodnią część Kotliny Sandomierskiej (Woś 1999).

Roczna suma opadów w Staszowie okresie 1961–2020 wynosiła 569 mm, zaś w latach 2011–2020 była nieznacznie wyższa i sięgnęła 574 mm. Warunki opadowe w okolicach Staszowa są charakterystyczne dla Niecki Nidziańskiej, wyraźnie suchszej od sąsiadujących z nią obszarów Wyżyny Małopolskiej (Żarnowiecki 1991).

Niemal wszystkie lata w okresie 2011–2020 charakteryzowały się rocznymi sumami opadów w granicach normy klimatycznej określonej dla okresu 1961–2020. Równocześnie lata 2011–2020 były cieplejsze niż średnio w wiolecie 1961–2020, z czego rok 2019 można uznać za anomalnie ciepły (rys. 5).



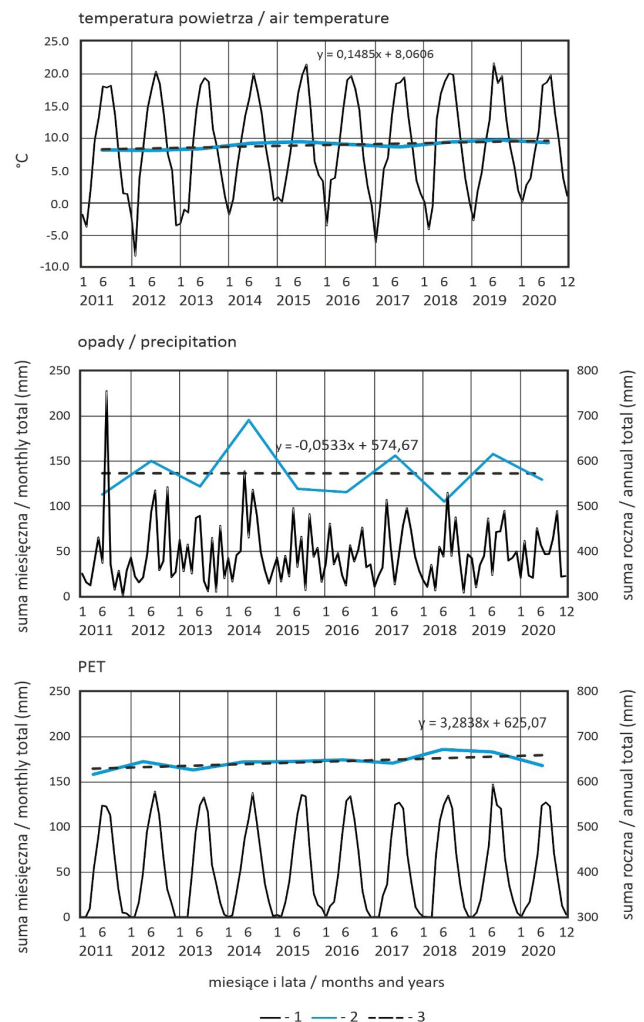
Rys. 5. Warunki termiczno-opadowe w Staszowie w latach 2011–2020 (czerwone koła) na tle wcześniejszego okresu 1961–2010 (niebieskie koła)

Fig. 5. Mean annual air temperature and annual precipitation totals in Staszów during 2011–2020 (red circles) and earlier 1961–2010 period (blue circles)

W dziesięcioleciu 2011–2020 nie wykryto w Staszowie żadnego istotnego statystycznie trendu zmian rocznych sum opadów. Wykryto istotny statystycznie ($p < 0,01$) rosnący trend średniej rocznej temperatury powietrza, wynoszący $1,5^{\circ}\text{C}$ w całym dziesięcioleciu. Średnia roczna suma PET wzrosła w badanym okresie o $32,8$ mm. Trend ten nie jest jednak istotny statystycznie ($p = 0,0607$) – (rys. 6).

Dzień 5 marca 2011 r., w którym rozpoczęto pomiary, był dniem przymrozkowym – maksymalna dobowa temperatura powietrza wynosiła $8,3^{\circ}\text{C}$, a minimalna dobowa temperatura powietrza $-6,2^{\circ}\text{C}$. Okres poprzedzający pierwszy pomiar poziomu wody w jeziorach był stosunkowo mroźny i suchy. Średnia maksymalna dobowa temperatura powietrza w okresie poprzedzającym (1.02.–5.03.2011) wynosiła w Staszowie $0,9^{\circ}\text{C}$ i była o $2,7^{\circ}\text{C}$ niższa niż średnia w 30-leciu 1991–2020. Średnia minimalna dobowa temperatura powietrza w tym okresie wynosiła $-7,6^{\circ}\text{C}$ i była aż o $4,0^{\circ}\text{C}$ niższa niż średnia w 30-leciu 1991–2020. Suma opadów w Staszowie w okresie 1.02.–5.03.2011 r. wyniosła $16,1$ mm, co stanowiło jedynie 48% średniej sumy opadów w latach 1991–2020. W czasie pomiaru w dniu 5 marca 2011 r. na stacji meteorologicznej Staszów nie stwierdzono występowania pokrywy śnieżnej. W okresie poprzedzającym pokrywa śnieżna występowała w dniach 19–27 lutego 2011 r. Jej grubość nie przekraczała 2 cm, co za tym idzie, jej roztopienie się nie dostarczyło wiele wody do zlewni.

Istotną statystycznie dodatnią korelację z sumą opadów w okresie poprzedzającym wykryto tylko w przypadku zmian poziomu jeziora Ciemne ($r_s = 0,491$, $p = 0,0005$) – tab. 3. Jezioro to reagowało podniesieniem poziomu wody w wyniku działalności bobrów. W przypadku szeregu jezior obserwowano zjawisko odwrotne – po wyższych opadach następowały okresy obniżonego poziomu wody. Okazało się być to korelacją pozorną, wynikającą ze specyfiki zasilania w okresie zimowym. Zasilanie wód powierzchniowych miało wtedy miejsce z opóźnieniem, w czasie topnienia pokrywy śnieżnej, a nie samych opadów – w tej części roku przeważnie opadów śniegu.



Rys. 6. Zmienność temperatury powietrza ($^{\circ}\text{C}$), opadów (mm) i PET (mm) w Staszowie w okresie 2011–2020; opis oznaczeń: 1 – średnie miesięczne wskaźników klimatycznych, 2 – średnie roczne wskaźników klimatycznych, 3 – trend rocznych wskaźników

Fig. 6. Variability of air temperature ($^{\circ}\text{C}$), precipitation totals (mm) and PET (mm) in Staszów in 2011–2020; description of symbols: 1 – mean monthly climatic indices, 2 – mean annual climatic indices, 3 – trend of annual indices

Potwierdzają to wyniki analizy korelacji przeprowadzone pomiędzy poziomem wody w jeziorach w miesiącach kwiecień–październik, a opadami w 30-dniowym okresie poprzedzającym. Dla niemal wszystkich jezior korelacja pomiędzy poziomem wody a sumą opadów w okresie poprzedzającym jest dodatnia. Istotną statystycznie korelację wykryto jednak tylko dla jeziora Ciemne ($r_s = 0,451$, $p = 0,027$) i Piątego Stawu ($r_s = 0,519$, $p = 0,009$).

Korelacja pomiędzy zmianą poziomu jezior a ewapotranspiracją potencjalną (PET) była dla większości jezior

istotna statystycznie, chociaż co najwyżej umiarkowana. Niemal we wszystkich przypadkach korelacja była ujemna, czyli po okresach z wysokim PET stwierdzano zwykle spadek poziomu wody w badanych jeziorach. Najsilniejszą korelację z PET wykryto dla poziomu jeziora Donica ($r_s = -0,436$, $p = 0,002$) – tab. 3. Wielkość PET określana na podstawie wzoru Thornthwaite’a opiera się głównie na średniej miesięcznej temperaturze powietrza. Poziom jezior jest więc też ujemnie skorelowany z temperaturą powietrza. Korelacja jest jednak słabsza niż w przypadku PET.

Tabela 3. Współczynniki korelacji rang Spearmana pomiędzy poziomem wody badanych jezior a elementami klimatycznego bilansu wodnego i głębokością zwierciadła wód podziemnych, korelacja istotna na poziomie $p \leq 0,05$ oznaczona gwiazdką (*)

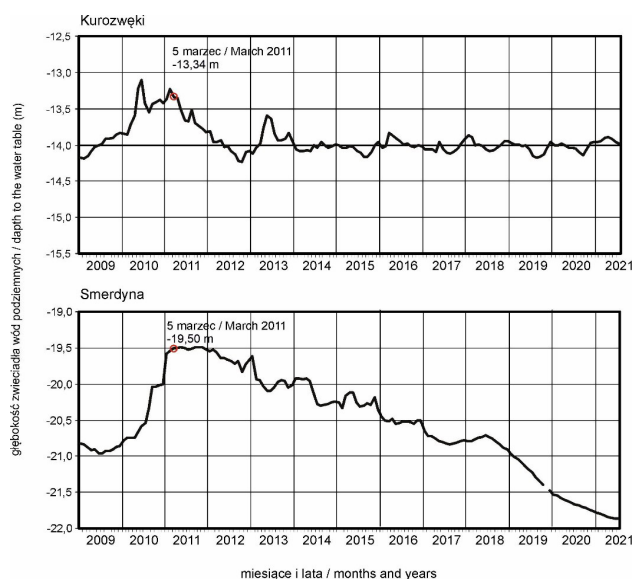
Table 3. Spearman’s rank correlation coefficients between water level in studied lakes and meteorological indices affecting climatic water balance and the depth to the water table, asterisks denote correlation statistically significant at $p \leq 0.05$

Jezioro Lake	Suma opadów (mm) w 30-dniowym okresie poprzedzającym (styczeń–grudzień) Precipitation total (mm) during antecedent 30 days (January–December) N – 47	Suma opadów (mm) w 30-dniowym okresie poprzedzającym (kwiecień–październik) Precipitation total (mm) during antecedent 30 days (April–October) N – 24	PET (metoda Thornthwaite’a – mm) w poprzednim miesiącu PET in antecedent month calculated with Thornthwaite method (mm) N – 47	Głębokość zwierciadła wód podziemnych (m) w Kurozwękach w mie- siącu poprzedzającym Depth to the water table (in m) in Kurozwęki in antecedent month N – 45	Głębokość zwierciadła wód podziemnych (m) w Smerdynie Depth to the water table (in m) in Smerdyna in antecedent month N – 46
Torfowe II	-0,4347*	-0,3190	-0,3411*	0,3319*	0,6741*
Torfowe I	-0,3729*	-0,0126	-0,4055*	0,5017*	0,6927*
Mai	-0,3295*	0,0483	-0,3610*	0,5856*	0,5889*
Jasne	-0,1660	0,1250	-0,3477*	0,2853	-0,0218
Ciemne	0,4906*	0,4510*	0,1568	-0,1998	-0,8624*
Odrodzone	-0,2783	0,0144	-0,2845	0,4550*	0,6802*
Kacze	-0,3985*	-0,0648	-0,3743*	0,4221*	0,6780*
Bez Nazwy	-0,2734	0,0614	-0,4210*	0,5378*	0,7201*
Piąty Staw	0,0695	0,3287	-0,1817	0,0952	-0,3098*
Duży Staw	0,2153	0,5194*	-0,1990	0,5006*	-0,2400
Przedpole	-0,3032*	0,0510	-0,1948	0,3588*	0,8571*
Donica	-0,3694*	0,0466	-0,4363*	0,4905*	0,7232*

Jak widać, zmienność analizowanych danych meteorologicznych tłumaczy zmiany poziomu wody badanych jezior w ograniczonym stopniu. Znacznie ściślej okazała się korelacja zmian poziomu wody jezior ze zmianami głębokości zwierciadła wód podziemnych w najbliższych punktach monitoringu wód podziemnych Państwowej Służby Hydrogeologicznej (tab. 3). W okresie marzec 2011 – lipiec 2021 miał miejsce spadek zwierciadła wód podziemnych w otworach pomiarowych w Kurozwękach (o 0,64 m) i w Smerdynie (o 2,36 m) – rys. 7.

Również w większości badanych jezior poziom wody w tym okresie obniżył się. Współczynniki korelacji rang Spearmana pomiędzy głębokością zwierciadła wód podziemnych w otworze Smerdyna a poziomem wody w jeziorach są dla większości analizowanych jezior istotne statystycznie, a korelacje są umiarkowane lub silne (tab. 3). Najlepiej ze zmianami zwierciadła wód podziemnych w tym

otworze skorelowane są zmiany poziomu jezior: Przedpole ($r_s = 0,857$, $p < 0,001$) i Donica ($r_s = 0,7033$, $p < 0,001$), zlokalizowanych najdalej na zachód. Nie związane ze spadkiem głębokości zwierciadła wód podziemnych w Smerdynie wydają się być zmiany poziomu jeziora Ciemne oraz Duży Staw i Piąty Staw. Są to te jeziora, których poziom był najlepiej skorelowany ze zmianami 30-dniowych sum opadów poprzedzających. W przypadku otworu pomiarowego w Kurozwękach korelacja jest nieco słabsza, najsilniejsza z jeziorem Mai ($r_s = 0,586$, $p = 0,01$). W przypadku zwierciadła wód podziemnych w otworze Smerdyna, leżącym na wschód od badanych jezior, najsilniejsza korelacja dotyczy danych głębokości zwierciadła wód podziemnych w miesiącu, w którym mierzono poziom wody w jeziorach. W przypadku otworu Kurozwęki, leżącego na zachód od badanych jezior, silniejsza korelacja dotyczy miesiąca poprzedzającego.



Rys. 7. Fluktuacje zwierciadła wód podziemnych w okolicach Staszowa w okresie styczeń 2009–lipiec 2021

Fig. 7. Variations of the depth to the water table in the Staszów region in January 2009 – July 2021 period

Wahania głębokości zwierciadła wód podziemnych w niewielkim stopniu nawiązują do zmienności czynników meteorologicznych. Średnie miesięczne sumy opadów oraz PET w okresie od marca 2011 r. do lipca 2021 r. są bowiem słabo skorelowane z wahaniami głębokości zwierciadła wód podziemnych w Kurozwękach i Smerdynie (r_s nie przekracza 0,295). Należy też podkreślić, że stosunkowo płytkie położenie zwierciadła wód podziemnych w tym regionie dotyczyło krótkiego okresu 2010–2012. W latach wcześniejszych głębokość zwierciadła wód podziemnych w okolicach Staszowa była większa niż w 2011 r., zwłaszcza w otworze w Kurozwękach (rys. 7). Przedmiotem dalszych, pogłębionych badań będzie więc poszukiwanie przyczyn obniżenia zwierciadła wód podziemnych w okolicach Staszowa w okresie po 2012 r., w tym zwłaszcza zmian poboru wody przez lokalny przemysł i sektor komunalny.

Również inne badania wskazują na złożone przyczyny wahań poziomu jezior w Polsce. Położone na Pojezierzu Gnieźnieńskim Jezioro Powidzkie doświadczyło wyraźnego obniżenia poziomu lustra wody od początku lat 60. XX w. do pierwszej dekady XXI w. (Nowak i Ptak 2018). Towarzyszyły temu niekorzystne warunki klimatyczne – malejący trend sum opadów rocznych i rosnący trend parowania potencjalnego. Równie ważna, jeśli nie ważniejsza, jest presja człowieka w regionie, wyrażająca się poprzez: melioracje wodne, odkrywkowe wydobywanie węgla brunatnego powodujące obniżenie zwierciadła wód podziemnych oraz wzrost poboru wód na potrzeby rolnictwa, przemysłu i na cele gospodarki komunalnej. Podobne obniżenie się poziomu jeziora Piaseczno na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim zaobserwowano w latach 1980–1996 (Michalczyk i in. 2011). Wahania średniego rocznego poziomu wody tego jeziora wykazują zgodność z wieloletnimi wahaniami rocznych sum opadów. Widać to było np. przez kilka lat po

niezwykle suchym roku 2003, kiedy długo utrzymywał się niski średni poziom wód jeziora. Dodatkowo wahania wód jeziora Piaseczno i innych jezior Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego były modyfikowane przez melioracje wodne. Dla odmiany wahania poziomu wody jezior: Hańcza i Wigry nie wykazywały związków z wieloletnimi wahaniami sum opadów (Górniak i Piekarski 2002). Wykryto jedynie związek pomiędzy sezonową amplitudą poziomu tych jezior a sezonowymi sumami opadów (deszczu w okresie maj – wrzesień i śniegu w okresie grudzień–marzec).

Należy też pamiętać, że niektóre zmiany poziomu jezior w Polsce są zamierzonym efektem regulacji wodnych. I tak np. obserwowany po 2010 r. wzrost poziomu wody we wspomnianym już Jeziorze Powidzkim był efektem modernizacji tamy zbudowanej w miejscu wypływu rzeki Meszna z jeziora (Ptak, Ławniczak 2012). Podobnie zmiany poziomu jeziora Gopło były skutkiem prac regulacyjnych na górnej Noteci (za: Choiński i in. 2020).

Można tu powtórzyć ogólny wniosek wysnuty z badań nad uwarunkowaniami zmian poziomu jeziora Dorian na pograniczu Macedonii Północnej i Grecji. Bonacci i in. (2015) stwierdzili, że nie jest łatwo określić, które czynniki (naturalne czy antropogeniczne) mają większy wpływ na wahania poziomu zwierciadła tego jeziora. Również w przypadku dramatycznego obniżenia się poziomu jeziora Urmia w północno-zachodnim Iranie po 1995 r. nie da się jednoznacznie określić, w jakim stopniu odpowiedzialny jest za to zmniejszenie się ilości opadów i wzrost PET, a w jakim stopniu wykorzystanie wód rzek uchodzących do tego bezodpływowego jeziora w irygacji (Schulz i in. 2020).

Nieco łatwiej rozpatrywać wpływ zmian klimatu na wahania poziomu wód jezior w ograniczonym stopniu poddanych antropopresji, tak jak np. jezioro Quinghai w zachodnich Chinach (Li i in. 2007). Za wyraźny spadek poziomu zwierciadła tego jeziora obserwowany w latach 1959–2000 odpowiadają głównie czynniki klimatyczne, w tym zwłaszcza wzrost parowania. Wielkość poboru wody z rzek zasilaających jezioro oszacowano tylko na około 1% strat wody na parowanie. W niewielkim stopniu antropopresji poddane są też niewielkie bezodpływowe jeziora w półsuchym priorywym regionie Kanady (van der Kamp i in. 2008). Poziom wody większości jezior badanych przez van der Kampa i in. obniżył się w XX wieku, choć autorzy wykryli też kilka jezior wykazujących odwrotny trend. Obserwowane zmiany wiążą oni głównie z czynnikami hydro-klimatycznymi – wzrostem PET oraz temperatury powietrza i temperatury wód jezior, ale również ze zmianami użytkowania terenu w zlewniach badanych jezior. Autorzy podkreślają też, że w sytuacji, gdy czynniki hydro-klimatyczne słabo tłumaczą wahania poziomu jezior, wiążą się one często ze zmianami zasilania podziemnego. Ten przypadek dotyczy też prawdopodobnie jezior staszowskich, których wahania najlepiej tłumaczą zmiany głębokości zwierciadła wód podziemnych. Należy też pamiętać że badane jeziora są bardzo małe. Nawet niewielkie zmiany zasilania podziemnego, wynikające np. ze wzrostu lokalnego poboru wody, mogą silnie oddziaływać na poziom wody tych jezior.

Z perspektywy przeprowadzonej analizy skupień podobnymi fluktuacjami poziomu wody charakteryzują się trzy grupy zbiorników: (G1) Odrodzone i Przedpole, (G2) Duży Staw, Jasne, Piąty Staw, (G3) Bez Nazwy, Donica, Kacze, Mai, Torfowe I, Torfowe II. Natomiast jezioro Ciemne należy uznać za obiekt o odmiennej, indywidualnej charakterystyce. Warte uwagi jest to, że wyróżnione grupy jezior nie wpisują się w podział zbiorników ze względu na to, czy są one przepływowe, wypływowe, czy też bezodpływowe.

5. Podsumowanie i wnioski

Wyniki badań wskazują na złożoność czynników, które mają wpływ na wahania poziomu wody zwierciadeł w jeziorach. Ujawniają różnicowanie charakteru poszczególnych obiektów i wskazują na różne przyczyny wielkości wahań poziomu wody w akwenach.

Zasadniczo analizy wyników pomiarów wskazują, że w czasie prowadzonych obserwacji, poziom wody w badanych jeziorach ulegał istotnym zmianom i był z reguły niższy niż zarejestrowany w czasie kiedy rozpoczęto obserwacje. Poza tym tylko w jednym przypadku poziom wody uległ podwyższeniu. Przyczyną tej tendencji zmian jest wkroczenie i działalność bobrów. Zwierzęta te dość skutecznie zablokowały wypływ z Jeziora Ciemnego. Ten stan zaczął korzystnie oddziaływać na Jezioro Jasne (jest z wypływem) i Jezioro Mai (jest bezodpływowe). Obiekty te nie zareagowały tak głębokim spadkiem zwierciadła wody jak pozostałe bezodpływowe jeziora, tj.: jezioro Przedpole i Jezioro Odrodzone. Warto przy tym podkreślić, że bytowanie bobrów spowodowało zaistnienie amplitudy skrajnych zmian poziomów wody (od maksymalnych spadków do maksymalnego wzrostu) dochodzącej do 1,8 m.

Zasadniczo należy stwierdzić, że w analizowanej przestrzeni czasowej nastąpiło wyraźne obniżenie zwierciadeł wód jezior. Gdyby nie specyficzny kształt mis tych jezior oraz ich stosunkowo znaczne głębokości w kontekście do nieznacznych powierzchni, to te obiekty mogłyby być nietrwałymi elementami krajobrazu. Szczególnie zagrożone mogą być jeziora o najmniejszych głębokościach maksymalnych i głębokościach średnich (np. Jezioro Kacze i Jezioro Bez Nazwy czy jezioro Przedpole). Przy czym należy podkreślić, że wszelkie fluktuacje zwierciadeł wody skutkują zmianami powierzchni, kształtu linii brzegowej czy pojemności wodnej.

W okresie 2011–2020 w sąsiedztwie badanych jezior stwierdzono istotny statystycznie wzrost średniej temperatury powietrza i nieistotny wzrostowy trend PET. Nie stwierdzono żadnego trendu rocznych sum opadów. Obserwowane zmiany warunków klimatycznych w niewielkim stopniu wpływały na fluktuacje poziomu jezior. Można przyjąć, że opady atmosferyczne, ze względu na nieznaczne odległości akwenów od siebie, były zbliżone. Jednak zwierciadła wód poszczególnych jezior nie reagowały na te opady synchronicznie (nawet obiekty bezodpływowe), co świadczy o różnorodności poszczególnych zlewni i o ich odmiennej pojemności wodnej podłoża.

Silniejszy nieco wydaje się związek pomiędzy fluktuacjami poziomu jezior i wahaniami głębokości zwierciadła wód podziemnych w regionie, co może mieć związek z krasową genezą badanych jezior. To zagadnienie wymaga jednak dalszych badań.

Ogólna tendencja fluktuacji zwierciadeł wód badanych obiektów koreluje ze zmianami jakie są obserwowane w innych regionach i niestety skutkuje znaczącym zmniejszeniem zasobów wodnych.

Niewątpliwie cennym efektem badań jest potwierdzenie przeobrażeń środowiska będących konsekwencją procesów krasowych, np. „odspajanie” powierzchniowej warstwy gruntu poprzez osiadanie niżej leżących utworów, fot. 2, czy załamania tafli lodowej fot. 1AB.

Podziękowania

Autorzy serdecznie dziękują za wieloletnią życzliwość Pracownikom Nadleśnictwa Staszów, a w szczególności Panu Nadleśniczemu – Adamowi Luberze.

Autorzy składają podziękowania za uwagi zgłoszone przez Recenzentów, które przyczyniły się do poprawy jakości tekstu.

6. Literatura

- Bonacci, O., Popovska, C., Geshovska, V., 2015. Analysis of transboundary Dojran Lake mean annual water level changes. *Environmental Earth Sciences* 73(7): 3177–3185. <https://doi.org/10.1007/s12665-014-3618-6>
- Chmielewski, T.J., Chmielewski, S., 2010. Procesy zanikania ekosystemów jeziornych i torfowiskowych w rejonie Poleskiego Parku Narodowego od II połowy XX w. oraz perspektywy ich ochrony. *Problemy Ekologii Krajobrazu*, T. XXVI: 121–134.
- Choiński, A., 1995. Katalog jezior Polski. Cz. 3: Jeziora Wielkopolsko-kujańskie i jeziora na południe od linii zasięgu zlodowacenia bałtyckiego. Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań, 1–149.
- Choiński, A., 2001. Analysis of changes in the area and water volume of Lake Jamno. *Limnological Review* 1: 41–44.
- Choiński, A., 2007. *Limnologia fizyczna Polski*. Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań, 1–548.
- Choiński, A., Ilyin, L., Pasichnyk, M., Skowron, R., Zieliński, A., 2023. Przykłady zarastania i zanikania jezior Niżu Polskiego i Polesia Wołyńskiego Ukrainy, [w:] *Geograficzne Czasopismo Wołyńskiego Uniwersytetu Narodowego im. Lesi Ukrainki*, Nr 1(1). Wydawnictwo „Helvetica”, Odessa, 8–24. <https://doi.org/10.32782/geochasvnu.2023.1.01>
- Choiński, A., Jańczak, J., Ptak, M., 2020. Wahania poziomów wody jezior w Polsce w latach 1956–2015. Water-level fluctuations in Polish lakes in the 1956–2015 period. *Przegląd Geograficzny* 92(1): 41–54. <https://doi.org/10.7163/PrzG.2020.1.3>
- Choiński, A., Ptak, M., 2008. Zanikanie jezior w Wielkopolsce na tle Polski. *Roczniki Gleboznawcze* 59(2): 25–31.
- Choiński, A., Ptak, M., Plewa, K., 2019. *Wahania stanów wody*, [w:] Choiński, A. (red.), *Wody Wielkopolski*. Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań, 246–260.
- Choiński, A., Skowron, R., 2021. Zmiany powierzchni i zarastanie jezior w Polsce. *Badania Fizjograficzne* 12(A72): 123–140. <https://doi.org/10.14746/bfg.2021.12.7>
- Choiński, A., Skowron, R., 2022. *Słownik limnologiczny*. Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań, 1–173.
- Choiński, A., Zieliński, A., 2020. Characteristics of selected lakes with aeolian and karst genesis in the Świętokrzyski Region. *Limnological Review* 20(2): 59–64.
- Dąbrowski, M., 2002. Changes in the water level of lakes in northeastern Poland. *Limnological Review* 2: 85–92.

- Demir, V., 2022. Trend analysis of lakes and sinkholes in Konya Closed Basin, in Turkey. *Natural Hazards* 112: 2873–2912. <https://doi.org/10.1007/s11069-022-05327-6>
- Górnjak, A., Piekarski, K., 2002. Seasonal and multiannual changes of water levels in lakes in Northeastern Poland. *Polish Journal of Environmental Studies* 11(4): 349–354.
- <https://danepubliczne.imgw.pl/>, accessed: 20th October 2021.
- <https://otworywiertnicze.pgi.gov.pl/>
- <https://www.asgeupos.pl>
- <https://www.pgi.gov.pl/psh/materialy-informacyjne-psh/kwartalny-biuletyn-informacyjny-wod-podziemnych.html>, accessed: 6th November 2021.
- Kaczorowska, Z., 1962. Opady w Polsce w przebiegu wieloletnim. *Prace Geograficzne*, PAN, 33.
- Kirvel, P., Zieliński, A., Choiński, A., 2021. Особенности малых озер келецкого региона (юго-восточная часть центральной Польши), [w:] География: развитие науки и образования, Сборник статей по материалам ежегодной международной научно-практической конференции LXXIV Герценовские чтения, 21–23 апреля 2021 года, Санкт-Петербург, 262–265.
- Leira, M., Cantonati, M., 2008. Effects of water-level fluctuations on lakes: An annotated bibliography. *Hydrobiologia* 613: 171–184. <https://doi.org/10.1007/s10750-008-9465-2>
- Li, X.Y., Xu, H.Y., Sun, Y.L., Yang, Z.P., 2007. Lake-level change and water balance analysis at Lake Qinghai, West China during recent decades. *Water Resour Management* 21: 1505–1516. <https://doi.org/10.1007/s11269-006-9096-1>
- Liszkowski, J., 1979. Typy morfogenetyczne oraz mechanizmy rozwoju powierzchniowego form krasu zakrytego w Polsce. *Biuletyn Geologiczny Wydziału Geologicznego, Uniwersytet Warszawski* 23: 155–168.
- Lorenc, H., Mierkiewicz, M., Sasim, M., 2008. Susze w Polsce ze szczególnym uwzględnieniem roku 2006 (historia, przyczyny, natężenie, zasięg, skutki, wnioski). *Wiadomości Meteorologii Hydrologii Gospodarki Wodnej II(LII)*: 1–2, 3–32.
- Mapa P46 S32, Staszów w skali 1:100 000 z 1938 r. *Wojskowy Instytut Geograficzny*, Warszawa.
- Michalczyk, Z., Chmiel, S., Turczyński, M., 2011. Lake water stage dynamics in the Łęczna-Włodawa Lake District in 1991–2010. *Limnological Review* 11(3): 113–122. <https://doi.org/10.2478/v10194-011-0033-1>
- Mojski, J.E., 2005. *Ziemia polskie w czwartorzędzie. Zarys morfogenezy*. PIG, Warszawa.
- Niewiarowski, W., 1995. Fluctuations of water level in the Biskupin (Biskupińskie) lake and its reasons, [w:] Niewiarowski, W. (red.), *Outline of changes of the geographical environment in the Biskupin surroundings under influence of natural and anthropogenic factors during the Late Glacial and Holocene*. Oficyna Wydawnicza Turpress, Toruń, 215–234.
- Niewiarowski, W., 1999. On the methods for determining changes and fluctuations in the level of lakes. *Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia* 29: 59–76.
- Nowacka, A., Ptak, M., 2007. Zmiany powierzchni jezior na Pojezierzu Wielkopolsko-Kujawskim w XX w., *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią, Seria A – Geografia Fizyczna* 58: 149–157.
- Nowak, B.M., Ptak, M., 2018. The effect of a water dam on Lake Powidzkie and its vicinity. *Bulletin of Geography. Physical Geography* 15: 5–13. <https://doi.org/10.2478/bgeo-2018-0011>
- Ptak, M., 2018. Odtworzenie warunków wodnych osuszonych jezior w Polsce – wybrane przykłady. *Badania Fizjograficzne. IX – Seria A – Geografia Fizyczna (A69)*: 183–192. <https://doi.org/10.14746/bfg.2018.9.14>
- 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(1): 35–44.
- R Core Team, 2021. R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing. Vienna, Austria. <https://www.R-project.org/>
- Richling, A., Solon, J., Macias, A., Balon, J., Borzyszkowski, J., Kistowski, M. (red.), 2021. *Regionalna geografia fizyczna Polski*. Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań.
- Romanek, A., 1977. *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Klimontów (887)*. Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa.
- Romanek, A., Słowiak, G., 1977. *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Klimontów (887)*. Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa.
- Rzętała, M., Jaguś, A., 2012. New lake district in Europe: Origin and hydrochemical characteristics. *Water and Environment Journal* 26(1), 108–117.
- Schulz, S., Derehshoury, S., Hassanzadeh, E., Tajrishy, M., Schütz, Ch., 2020. Climate change or irrigated agriculture – what drives the water level decline of Lake Urmia. *Scientific Reports* 10: 236. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-57150-y>
- Skowron, R., Kirvel, P., Zieliński, A., Choiński, A., Kirvel, I., 2024. Tendencje zmian temperatury wody i zlodzenia jezior na Pojezierzu Pomorskim w warunkach ocieplającego się klimatu. *Uniwersytet Pomorski, Słupsk (w druku)*.
- 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. (red.), 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., Grzeź, M., Glazik, R., Skowron, R. (red.), Modern Problems of Hydrology*. RSHU, Sankt Petersburg, 58–68.
- Solon, J., Borzyszkowski, J., Bidłasi, k M., Richling, A., Badora, K., Balon, J., Brzezińska-Wójcik, T., Chabudziński, Ł., Dobrowolski, R., Grzegorzczak, 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, Sł., Ziaja, W., 2018. Physico-geographical mesoregions of Poland: Verification and adjustment of boundaries on the basis of contemporary spatial data, *Geographia Polonica* 91(2): 143–170.
- Specht, C., 2007. *System GPS*. Wydawnictwo Bernardinum Sp. z o.o. Pelplin, 1–408.
- Stachura, M., Wieczorek, D., Zieliński, A., 2018. An attempt at a typology of karst lakes in the Połaniec Basin (Małopolska Upland, Poland). *Bulletin of Geography. Physical Geography Series* 15: 63–74.
- Tan, Q., Liu, Y., 2020. Spatiotemporal variation and climatic response of water level of major lakes in China, Mongolia, and Russia. *De Gruyter, Open Geosciences* 12: 1200–1211.
- Urban, J., Chwalik-Borowiec, A., Kasza, A., Zieliński, A., Komorowski, A., 2024: *The South-Eastern Nida Basin (Ponidzie) – Karst in Gypsum Rocks* [w:], Migoń, i Jancewicz, (red.), *Landscapes and Landforms of Poland, World Landscapes*.
- van der Kamp, G., Keir, D., Evans, M.S., 2008. Long-term water level changes in closed-basin lakes of the Canadian Prairies. *Canadian Water Resources Journal* 33(1): 23–38. <https://doi.org/10.4296/cwrj3301023>
- Volchak, A.A., Kirvel, I., Choiński, A., Parfomuk, S.I., Kirvel, P., Sidak, S., 2020. Spectral–time analysis of cycle fluctuations in lake water levels in Belarus and Poland. *Limnological Review* 20(1): 3–11.
- Vuglinsky, V.S., Kuznetsova, M.R., 2019. The World’s Largest Lakes Water Level Changes in the Context of Global Warming. *Natural Resources* 10: 29–46.
- Walczowski, A., 1964. Zjawiska krasowe południowo-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Annales UMCS, Sec. B*, 19(2).
- Walczowski, A., 1965a. Kras zakryty w okolicach Staszowa. *Kwartalnik Geologiczny* 2: 458–459.
- Walczowski, A., 1965b. *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Staszów (886)*. Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa.
- Walczowski, A., 1968a. *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Staszów (886)*. Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa.

- Walczowski, A., 1968b. Zjawiska krasowo-sufozyczne na wysoczyźnie między dolinami Wisły i Wschodniej. *Kwartalnik Geologiczny* 12: 1095–1096.
- Walczowski, A., 1972. Zjawiska krasowe w utworach trzeciorzędowych okolic Staszowa. *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, Sec. B*, 27(4).
- Woś, A., 1999. *Klimat Polski*. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa, 1–304.
- Yang, Q., Ma, Z., Zheng, Z., Duan, Y., 2017. Sensitivity of Potential Evapotranspiration Estimation to the Thornthwaite and Penman-Monteith Methods in the Study of Global Dryness. *Advances in Atmospheric Sciences (Adv. Atm. Sci.)* 34: 1381–1394. <https://doi.org/10.1007/s00376-017-6313-1>
- Zieliński, A., 2007. Przeobrażenia środowiska na przykładzie jezierek pochodzenia krasowego w okolicach Staszowa. Environmental transformation on the example of the little lakes karst in the Staszów region, [w:] Smolska, E., Szwarzewski, P. (red.), *Zapis działalności człowieka w środowisku przyrodniczym, Tom IV, VI Warsztaty Terenowe, Sejny–Suwałki, 14–16 czerwca 2007 r.*, 157–159.
- Zieliński, A., 2010. Wstępne badania właściwości fizyczno-chemicznych wód jezior w Lasach Golejowskich koło Staszowa (Niecka Połaniecka). Preliminary studies of the physico-chemical properties of lake waters in Golejowskie Forests (Połaniecka Basin), [w:] Ciupa T., Suligowski, R. (red.), *Woda w badaniach geograficznych*. Instytut Geografii Uniwersytetu Jana Kochanowskiego, Kielce, 253–259.
- Zieliński, A., 2013. Rozwój jezior krasowych w Niecce Połanieckiej. Development of karst lakes in Połaniec Basin. *Uniwersytet Jana Kochanowskiego, Kielce*, 1–186.
- Zieliński, A., 2021. Temperature diversification of the surface layer of water in the karst lakes in the Staszów region (Nidziańska Basin). *Badania Fizjograficzne, R. XII, Seria A – Geografia Fizyczna (A72)*: 181–189. <https://doi.org/10.14746/bfg.2021.12.10>
- Zieliński, A., Choiński, A., 2021. Grubość pokrywy lodowej wybranych jezior o genezie eolicznej, krasowej i rzecznej w województwie świętokrzyskim. Ice cover thickness of selected aeolic, karst and river lakes in świętokrzyskie voivodeship. *Badania Fizjograficzne, R. XII, Seria A – Geografia Fizyczna (A72)*: 191–201. <https://doi.org/10.14746/bfg.2021.12.11>
- Zieliński, A., Choiński, A., 2022. Crenological features of Świętokrzyskie Voivodeship. *Bulletin of Geography. Physical Geography, Series 23*: 35–47. <https://doi.org/10.12775/bgeo-2022-0008>
- Zieliński, A., Choiński, A., Machula, S., Ławniczak, A., Strzelczak, A., 2020. Chemistry of bottom sediments from selected karst lakes in the vicinity of Staszów (Nida Basin). *Limnological Review* 20(2): 81–87.
- Zieliński, A., Zagórski, P., Shcherba, V., 2013. Fluctuations of water levels in karst lakes near Staszów (Niecka Nidziańska, Poland). View an abstrakt, Rock control on geomorphic processes and landforms including: Karstic geomorphology: From hydrological functioning to palaeoenvironmental reconstructions. Rock control on geomorphic processes and landforms including: 8th IAG International Conference on Geomorphology.
- Żarnowiecki, G., 1991. Opady atmosferyczne na Wyżynie Środkowomająpolskiej. *Studia Kieleckie* 2(70): 57–74.