

ZMIENNOŚĆ CZĘSTOŚCI I CHARAKTERU PRZEBIEGU ZJAWISK LODOWYCH NA RZECIE PARSEŃCIE W ASPEKTCIE ZMIAN KLIMATYCZNYCH

JAN TADEUSZ ŁUKASZEWICZ, KAMIL JAWGIEL

Zakład Hydrologii i Gospodarki Wodnej, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych,
Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu,
ul. B. Krygowskiego 10, 61-680 Poznań

Abstract: The article presents the frequency, occurrence and variability of ice phenomena on the Parsęta River from 1951–2010. The variability of the course and nature of the ice phenomena has been described against the background of the changing climate, with particular emphasis on the variability of the air temperature and the thermodynamics of winter periods. In order to better visualize the variability of the thermals of the individual winter seasons, climatic classification of the individual periods was carried out and the anomalies were determined on the basis of it. The work also includes the course of atmospheric circulation, which determines the course of the air temperature on the river basin. For this purpose, the Jones index has been used, which is calculated to represent the North Atlantic Oscillation (NAO). Based on the research, the shortest and longest periods of ice phenomena have been distinguished and their formation has been determined, depending on the variability of air temperature and water. The division of the ice phenomena into individual types and forms is also included in this article.

Keywords: ice phenomena, the Parsęta River, variability of air temperature, river ice, North Atlantic oscillation (NAO)

WSTĘP

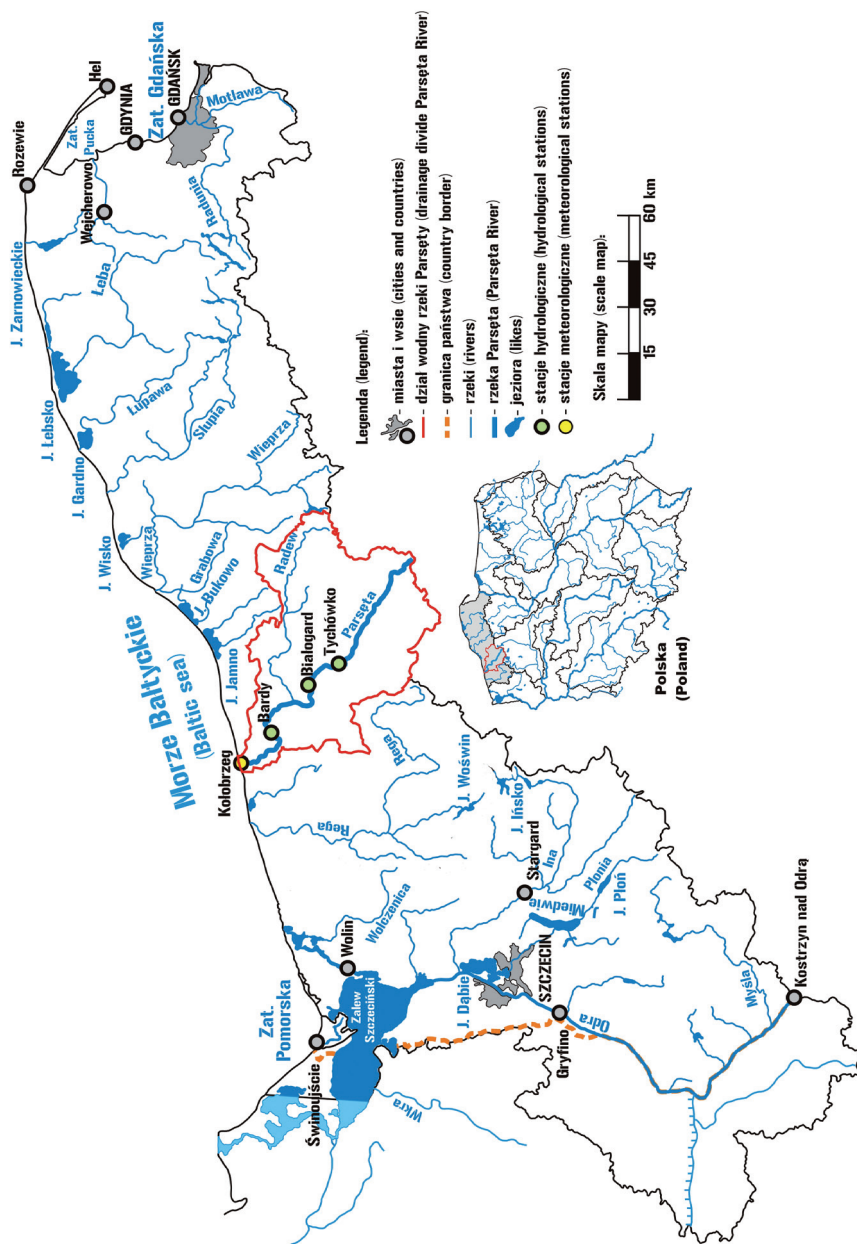
Zjawiska lodowe są nieodłącznym elementem reżimu rzecznego w strefie brzegowej Bałtyku. Intensywność oraz częstość trwania zjawisk lodowych, a także charakter ich przebiegu są w sposób szczególny uzależnione od warunków klimatycznych. Głównym czynnikiem determinującym powstanie i przebieg zjawisk lodowych na rzece jest temperatura powietrza, która jest przede wszystkim uzależniona od przebiegu cyrkulacji atmosferycznej (Łukaszewicz 2017a) i to ona wpływa na zmienność termiki wód, a w konsekwencji na tworzenie się różnych form lodu na rzece (Ptak, Choński, Kirviel 2016; Łukaszewicz 2017b). Istotny wpływ na występowanie zjawisk lodowych mają także czynniki środowiskowe o znaczeniu lokalnym. Badania wpływu antropopresji na przebieg zjawisk lodowych prowadzili m.in.: Wokroj (1954), Gołek (1957, 1964), Babiński (1985), Majewski (1985, 1987, 2009), Grześ (1991, 1999, 2006), Pawłowski (2008a, b), Sobota (2012) i Łukaszewicz (2017). Jednakże to właśnie czynnik klimatyczny wpływa w sposób szczególny na tworzenie się zjawisk

lodowych na rzece. Obecnie obserwuje się wyraźny wzrost średniej rocznej temperatury powietrza zarówno w skali lokalnej, jak i globalnej. Potwierdzają to m.in. badania prowadzone przez: Marsza (2001), Filipiaka (2004), Kirschenstein i Baranowskiego (2009), Kożuchowskiego (2000, 2011) i innych autorów. Obserwowany wzrost temperatury powietrza może mieć istotny wpływ na zmienność termiki okresów zimowych w pasie wybrzeża Bałtyku, a zatem i na zmienność czasu trwania zjawisk lodowych na rzece Parsęcie. Z analizy wieloletnich ciągów obserwacji zjawisk lodowych wynika, że nie są one do końca poznany indykatorem zachodzących zmian klimatycznych (Magnuson i in. 2002). Opierając się na tym stwierdzeniu, postanowiono przeprowadzić badania, które mogą przyczynić się do potwierdzenia tego założenia w odniesieniu do skali lokalnej.

OBSZAR BADAŃ I MATERIAŁY ŹRÓDŁOWE

Parsęta jest rzeką Przymorza. Od północy jej zlewnia graniczy z Morzem Bałtyckim, od zachodu ze zlewnią rzeki Regi, od południa ze zlewnią rzeki Gwdy, a od wschodu ze zlewnią rzeki Wieprzy. Parsęta jest rzeką I rzędu, uchodzi do Morza Bałtyckiego w Kołobrzegu. Według regionalizacji fizycznogeograficznej zlewnia rzeki w swoim górnym biegu znajduje się w makroregionie Pojezierza Południowobałtyckiego, a w środkowym i dolnym biegu w makroregionie Pobrzeża Południowobałtyckiego (Kondracki 2009). Parsęta jest zaliczana do rzek małych, tzn. takich, których długość nie przekracza 200 km, a powierzchnia dorzecza 10 000 km² (Gerstmannowa i in. 2001). Całkowita długość rzeki wynosi 139 km, a powierzchnia dorzecza 3083,56 km² (MPHP 10). Źródła rzeki znajdują się na Pojezierzu Drawskim na wysokości 137 m n.p.m. (ryc. 1).

Analiza zmienności przebiegu i częstości występowania zjawisk lodowych na rzece Parsęcie oraz zestawienia statystyczno-matematyczne zostały opracowane na podstawie danych z trzech posterunków wodowskazowych należących do Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowego Instytutu Badawczego. W pracy wykorzystano dane pomiarowe z posterunków wodowskazowych znajdujących się w górnym (stacja pomiarowa w Tychówku), środkowym (stacja pomiarowa w Białogardzie) i dolnym (stacja pomiarowa w Bardach) biegu rzeki. Baza danych zawiera materiały z lat 1951–2010. Materiały wykorzystane w pracy zawierają podział zjawisk lodowych na poszczególne formy, do których można zaliczyć: śryż, krę, lód brzegowy, pokrywę lodową, zator lodowy i zator śryżowy, a także podział szczegółowy uwzględniający dni, w których niektóre z wyżej wymienionych form lodu wystąpiły jednocześnie, np.: lód brzegowy i śryż, lód brzegowy i kra czy śryż i kra. W pracy wykorzystano także dane meteorologiczne zawierające średnie dobowe wartości temperatury powietrza ze stacji w Kołobrzegu, najbliższej położonej stacji meteorologicznej od miejsca



Ryc. 1. Rozmieszczenie stacji wodowskazowych i meteorologicznych na Parsęcie
 Fig. 1. Distribution of water and weather gauging stations on the Parsęta River

przewodzenia obserwacji, oraz dane dotyczące zmienności indeksu Jonesa jako wskaźnika zmienności makroskalowego typu cyrkulacji atmosferycznej, jakim jest Oscylacja Północnoatlantycka (NAO). Dane do opisu zmienności indeksu pobrano ze strony National Weather Service.

CELE BADAŃ

Głównym celem pracy było przedstawienie zmian częstości, przebiegu oraz czasu trwania, a także zmienności form zjawisk lodowych na rzece Parsęcie w aspekcie zmian klimatycznych, ze szczególnym uwzględnieniem zmian temperatury powietrza oraz charakteru i zmienności termiki sezonów zimowych w latach 1951–2010 na tle zmienności fazowej Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO). Do celów podstawowych pracy można zaliczyć: (1) określenie zmian przebiegu temperatury powietrza w okresie zimowym (zima meteorologiczna) i w chłodnym półroczu roku hydrologicznego (od listopada do kwietnia) na tle zmienności faz Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO) przy użyciu indeksu Jonesa, (2) określenie warunków termicznych panujących w zlewni rzeki Parsęty oraz wyznaczenie trendów i zmian klimatycznych zachodzących w zlewni na podstawie średnich rocznych temperatur powietrza, (3) określenie przebiegu i zmienności temperatury w okresie zimowym oraz w chłodnym półroczu roku hydrologicznego na tle zmienności charakteru zim meteorologicznych i anomalii termicznych z wykorzystaniem klasyfikacji termicznej H. Lorenc (1998) oraz (4) przedstawienie zmian w tendencji przebiegu poszczególnych form i typów zjawisk lodowych na rzece z wykorzystaniem wymienionych wskaźników i klasyfikacji termicznych.

METODY BADAWCZE

Realizacja celów badawczych pracy wymagała nie tylko zgromadzenia i wyselekcjonowania materiału źródłowego zawierającego dane o odpowiedniej długości serii pomiarowych, które można uznać za reprezentatywne, ale także doboru odpowiednich metod badawczych, mających pomóc wyodrębnić czynniki wpływające w sposób bezpośredni na zmienność występowania zjawisk lodowych na rzece. Zmienność temperatury powietrza, bezpośrednio determinująca zmienność temperatury wody, jest w szczególności uzależniona od przebiegu cyrkulacji atmosferycznej. W pracy wykorzystano dane dotyczące przebiegu i zmienności fazowej Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO), która jest makroskalowym typem cyrkulacji atmosfery, pełniącym istotną rolę klimatotwórczą (Marsz, Żmudzka 1999; Marsz 2001). Wykorzystano do tego indeks Jonesa obliczany jako różnica ciśnienia atmosferycznego między Gibraltarem

a południowo-zachodnią Islandią (Niedźwiedź 2002). Użycie indeksu pomogło określić zmienność procentową występowania poszczególnych faz (NAO) zarówno w ujęciu rocznym, jak i miesięcznym (w sposób szczególny uwzględniając okres zimy meteorologicznej). Wahania wartości wskaźnika wykazały bezpośredni wpływ na zmienność temperatury powietrza, a co się z tym wiąże – także na przebieg oraz zmienność form zjawisk lodowych na rzece. W celu określenia zmienności termicznej zim wykorzystano klasyfikację (Lorenc 1998) pozwalającą wyznaczyć częstość występowania anomalii termicznych w okresach zimowych w strefie badań oraz mającą bezpośredni wpływ na ocenę termiczną zim meteorologicznych. Na podstawie klasyfikacji wyznaczono 11 klas typów termicznych zimy (tab. 1).

Tabela 1. Kryteria klasyfikacji termicznej H. Lorenc (1998)

Nr klasy	Ocena roku, miesięcy i pory roku	Przedział wartości obliczonych wg $t_{\text{sr}, \text{wiel}}$
1	ekstremalnie ciepły	$t_{\text{sr}, \text{rocz}} > t_{\text{sr}, \text{wiel}} + 2,5 \text{ SD}$
2	anomalnie ciepły	$t_{\text{sr}, \text{wiel}} + 2,0 \text{ SD} < t_{\text{sr}, \text{rocz}} \leq + 2,5 \text{ SD}$
3	bardzo ciepły	$t_{\text{sr}, \text{wiel}} + 1,5 \text{ SD} < t_{\text{sr}, \text{rocz}} \leq + 2 \text{ SD}$
4	ciepły	$t_{\text{sr}, \text{wiel}} + 1,0 \text{ SD} < t_{\text{sr}, \text{rocz}} \leq + 1,5 \text{ SD}$
5	lekko ciepły	$t_{\text{sr}, \text{wiel}} + 0,5 \text{ SD} < t_{\text{sr}, \text{rocz}} \leq + 1,0 \text{ SD}$
6	normalny	$t_{\text{sr}, \text{wiel}} - 0,5 \text{ SD} \leq t_{\text{sr}, \text{rocz}} \leq + 0,5 \text{ SD}$
7	lekko chłodny	$t_{\text{sr}, \text{wiel}} - 1,0 \text{ SD} \leq t_{\text{sr}, \text{rocz}} < - 0,5 \text{ SD}$
8	chłodny	$t_{\text{sr}, \text{wiel}} - 1,5 \text{ SD} \leq t_{\text{sr}, \text{rocz}} < - 1,0 \text{ SD}$
9	bardzo chłodny	$t_{\text{sr}, \text{wiel}} - 2,0 \text{ SD} \leq t_{\text{sr}, \text{rocz}} < - 1,5 \text{ SD}$
10	anomalnie chłodny	$t_{\text{sr}, \text{wiel}} - 2,5 \text{ SD} \leq t_{\text{sr}, \text{rocz}} < - 2,0 \text{ SD}$
11	ekstremalnie chłodny	$t_{\text{sr}, \text{rocz}} < t_{\text{sr}, \text{wiel}} - 2,5 \text{ SD}$

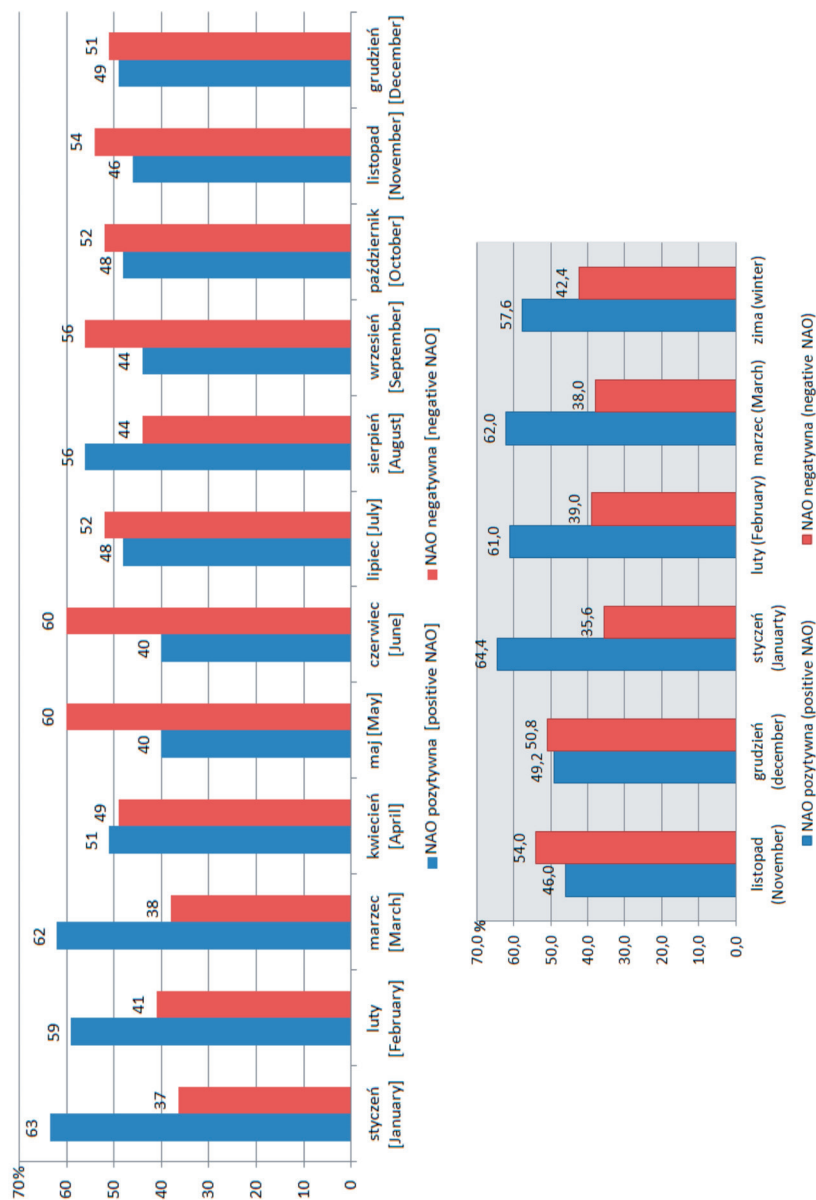
Objaśnienia: $t_{\text{sr}, \text{wiel}}$ – temperatura średnia wieloletnia; $t_{\text{sr}, \text{rocz}}$ – temperatura średnia roczna, miesięczna lub sezonowa; SD – odchylenie standardowe.

Opracowanie wyżej wymienionej klasyfikacji zostało uogólnione w celu lepszego odczytania wyników przez zastosowanie i wykorzystanie kryteriów klasyfikacji M. Kirschenstein (2011), na podstawie której uwzględniono tylko lata z temperaturą powyżej i poniżej średniej wieloletniej. Na podstawie uproszczonej klasyfikacji udało się wyznaczyć okresy normalne (średnia temperatura powietrza mieści się w zakresie norm: $t_{\text{sr}, \text{wiel}} - 0,5 \text{ SD} \leq t_{\text{sr}, \text{rocz}} \leq t_{\text{sr}, \text{wiel}} + 0,5 \text{ SD}$), nadmiernie ciepłe (średnia temperatura powietrza mieści się w zakresie: $t_{\text{sr}, \text{wiel}} + 2,5 \text{ SD} < t_{\text{sr}, \text{rocz}} \leq + 1,0 \text{ SD}$ względem średniej temperatury wieloletniej) i nadmiernie chłodne (średnia temperatura powietrza mieści się w zakresie: $t_{\text{sr}, \text{wiel}} - 1,0 \text{ SD} \leq t_{\text{sr}, \text{rocz}} < t_{\text{sr}, \text{wiel}} - 2,5 \text{ SD}$ względem średniej wieloletniej) oraz przedstawić wpływ zmienności termiki zim na występowanie zjawisk lodowych na rzece. W celu przedstawienia częstości występowania zjawisk lodowych na

rzece obliczono sumy dni z zaobserwowanym zjawiskiem lodowym w chłodnym półroczu roku hydrologicznego. W pracy obliczono także średnie arytmetyczne wartości temperatury powietrza dla poszczególnych lat i miesięcy okresu zimowego (temperatury od grudnia do lutego) oraz wybranych miesięcy chłodnego półroczu roku hydrologicznego (temperatury od listopada do marca). Obliczenia oparto na średnich dobowych wartościach temperatury powietrza. Wyznaczono współczynnik trendu liniowego dla zmian temperatury powietrza w wybranych miesiącach okresu chłodnego, a także wskaźnik korelacji między temperaturą powietrza i wskaźnikiem Oscylacji Północnoatlantyckiej. Obliczono współczynnik korelacji między temperaturą wody i powietrza w wybranych odstępach czasu z wykorzystaniem metody Spearmana. Za pomocą wybranych metod statystycznych wydzielono najdłuższe okresy występowania zjawisk lodowych oraz określono tendencje zachodzące w zmianie występowania tych zjawisk na tle zmian klimatycznych, ze szczególnym uwzględnieniem zmian temperatury powietrza oraz charakterystyki termicznej zim.

WYNIKI

Należy podkreślić, iż zaobserwowanie trendów w zmienności występowania zjawisk lodowych w regionie, w którym prowadzono badania, jest utrudnione ze względu na duży wpływ Morza Bałtyckiego. W znacznym stopniu determinuje ono roczny przebieg temperatury powietrza, szczególnie przez zmniejszenie wartości dobowych oraz rocznych amplitud temperatury powietrza i wahań rozkładu temperatury, głównie w okresie zimowym (Woś 1999). Termiczne oddziaływanie Morza Bałtyckiego ma także wpływ na wydłużenie i przesunięcie się okresów trwania przejściowych pór roku. W strefie brzegowej Bałtyku wiosna oraz jesień zaczynają się później i później się kończą, natomiast zima i lato trwają stosunkowo krótko (Łukaszewicz 2017). Z tego powodu notuje się wolniejszy spadek temperatury powietrza (Niedźwiedź 2002; Baranowski 2008), a to ma bezpośredni wpływ na częstość występowania zjawisk lodowych (Łukaszewicz, Jawgiel 2016). Dlatego wykrycie zależności i prawidłowości w zmianach zachodzących w tym regionie przez dobranie odpowiednich metod badawczych może pomóc w stworzeniu modelu dla pozostałych regionów w Polsce, a także dla obszarów krajów sąsiednich, znajdujących się w strefie klimatu umiarkowanego i zlewisku Morza Bałtyckiego. Wszystko to wpływa na dużą aplikacyjność tych badań. Wynika z nich, że warunki termiczne oraz zmiany temperatury powietrza, jakie zachodzą w strefie brzegowej Bałtyku w okresie zimowym, są uzależnione przede wszystkim od charakteru cyrkulacji atmosferycznej i napływu mas powietrza z północnej części Oceanu Atlantyckiego. Jest to zgodne z wynikami otrzymanymi we wcześniej prowadzonych badaniach tego typu (Girjatowicz, Świątek, Olechwir 2002; Łukaszewicz 2017a) (ryc. 2).



Ryc. 2. Częstość [%] występowania fazy pozytywnej i negatywnej w miesiącach i w sezonie zimowym w strefie brzegowej Bałtyku w latach 1951–2010

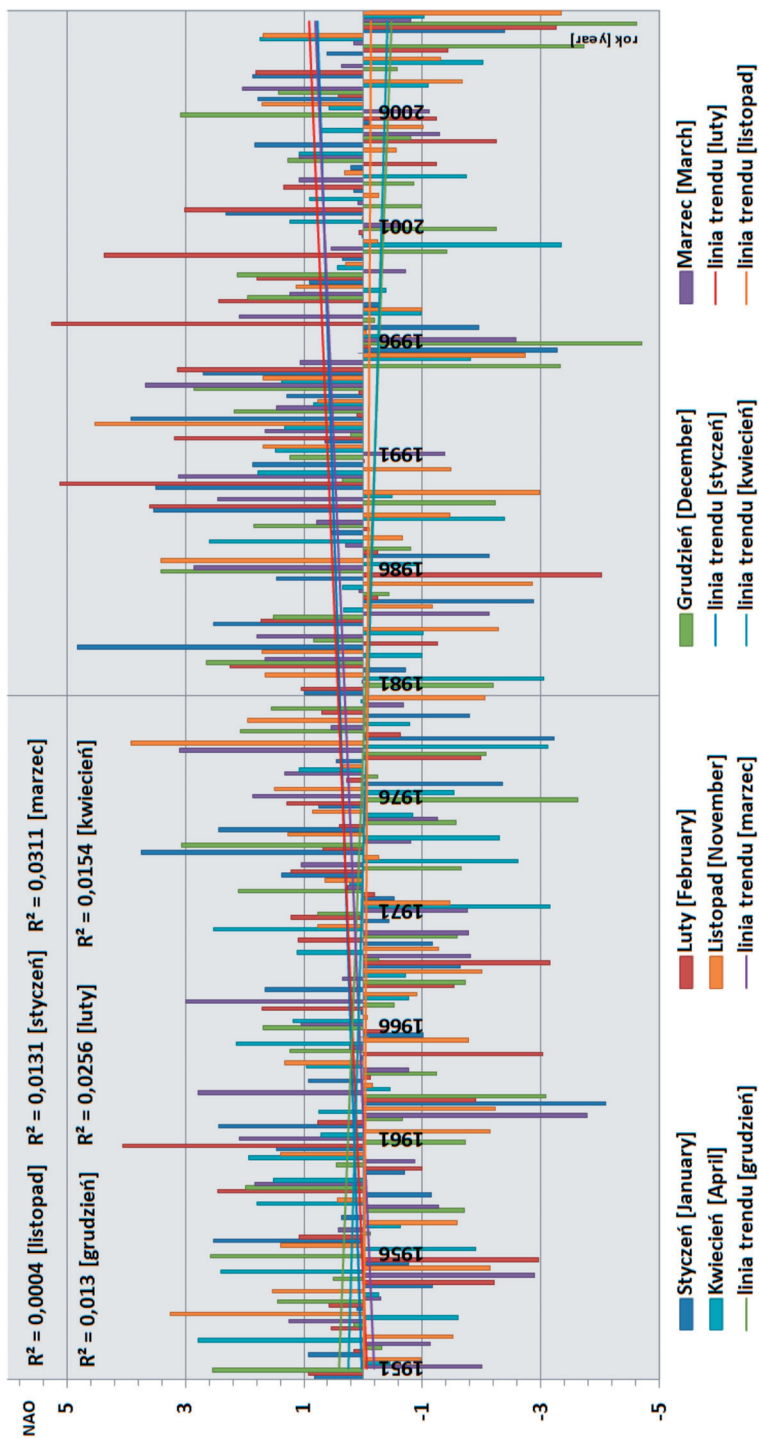
Fig. 2. Frequency [%] of the positive and negative phase occurring during the months and in the winter season in the Baltic coast zone in the years 1951–2010

Z badań wynika także, że zmienność fazowa Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO) ma bardzo istotny wpływ na zmianę temperatury powietrza (wzrost temperatury w pozytywnej fazie NAO i jej spadek w fazie negatywnej), szczególnie w chłodnej porze roku (Marsz, Styszyńska 2001; Kozuchowski, Degirmendżic 2002; Niedźwiedź 2002; Przybylak i in. 2003) oraz na kształtowanie się przepływu na rzece, który w sposób bezpośredni wpływa na reżim rzeczny (Wrzesiński, Ogór, Plewa 2015), a więc także na zmienność występowania zjawisk lodowych na rzece i ich formę (Łukasiewicz, Jawgiel 2016; Łukasiewicz 2017a, b). W latach 1951–2010 w sezonie zimowym faza dodatnia Oscylacji Północnoatlantyckiej występowała częściej (57,6%) niż faza ujemna (42,4%). Biorąc pod uwagę miesiące zimowe, faza dodatnia najczęściej występowała w styczniu (64,4%), następnie w lutym (64,0%), natomiast w grudniu częściej obserwowano fazę ujemną (50,8%). Jednak różnica między fazami w tym miesiącu jest zdecydowanie mniejsza niż w pozostałych miesiącach okresu zimowego (ryc. 2). W badaniach uwzględniono także miesiące okresu chłodnego w roku hydrologicznym, czyli listopad i marzec. W listopadzie zaobserwowano dominację fazy ujemnej nad fazą dodatnią (54,0%), podobnie jak w przypadku grudnia, a w marcu wyraźną przewagę fazy pozytywnej (62,0%) nad fazą negatywną (ryc. 2, 3).

Wykazano dużą zgodność między fazami NAO i zmianami temperatury powietrza w strefie brzegowej Bałtyku (wzrost temperatury odpowiadający pozytywnej fazie NAO i spadek temperatury odpowiadający negatywnej fazie NAO). Potwierdza to wysoki wskaźnik korelacji między wskaźnikiem NAO i temperaturą powietrza, który wynosi 0,73 (ryc. 4).

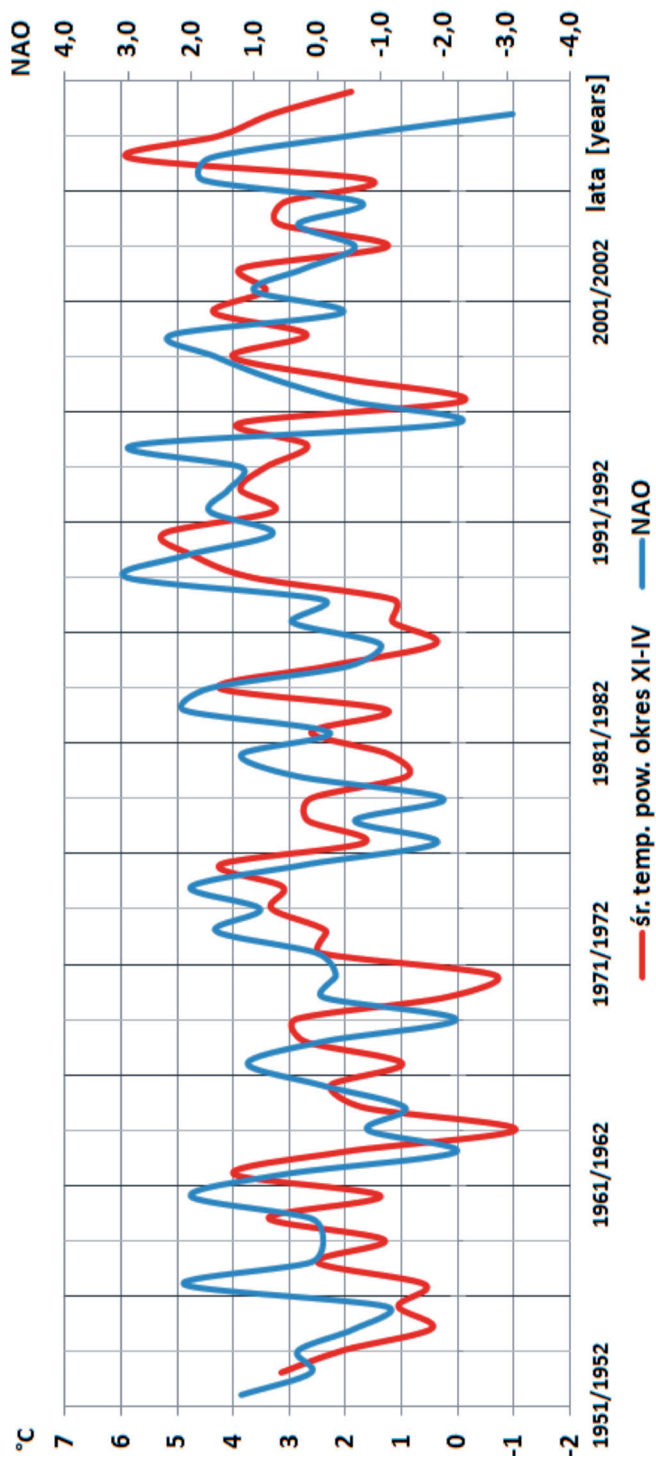
Odnotowano wyraźny wzrost indeksu Jonesa, a zatem wzrost pozytywnej fazy Oscylacji Północnoatlantyckiej w dwóch ostatnich dekadach okresu obserwacji. Szczególnie wyraźny trend dodatni zaobserwowano w styczniu i lutym (ryc. 2, 3). Wyraźny procentowy wzrost występowania pozytywnej fazy Oscylacji Północnoatlantyckiej w ostatnich dekadach spowodował wzrost średniej temperatury powietrza w okresie zimowym (ryc. 4), jednocześnie powodując wzrost ilości okresów zimowych sklasyfikowanych jako ciepłe, a także wzrost anomalii termicznych w miesiącach zimowych (ryc. 5).

Na stacji meteorologicznej w Kołobrzegu zanotowano tylko dwa sezony zimowe sklasyfikowane jako anomalnie chłodne, co stanowi zaledwie 3% wszystkich obserwowanych sezonów. Oba sezony wystąpiły w pierwszej połowie okresu obserwacji, a więc w latach 1951–1980. W tych latach zaobserwowano także największą liczbę dni z odnotowanym zjawiskiem lodowym na rzece (ryc. 5). W całym okresie badań zaobserwowano sześć (10%) sezonów zimowych sklasyfikowanych jako ciepłe. Pierwszy ciepły sezon zimowy odnotowano w zimie 1974/1975 r. Był to jedyny sezon sklasyfikowany jako ciepły odnotowany w pierwszym 30-leciu obserwacji (ryc. 5). W całym okresie obserwacji wystąpiły trzy (5%) bardzo ciepłe sezony zimowe, wszystkie po 1981 r. Najwięcej sezonów sklasyfikowano jako normalne (aż 24 – 41%). W wielo-



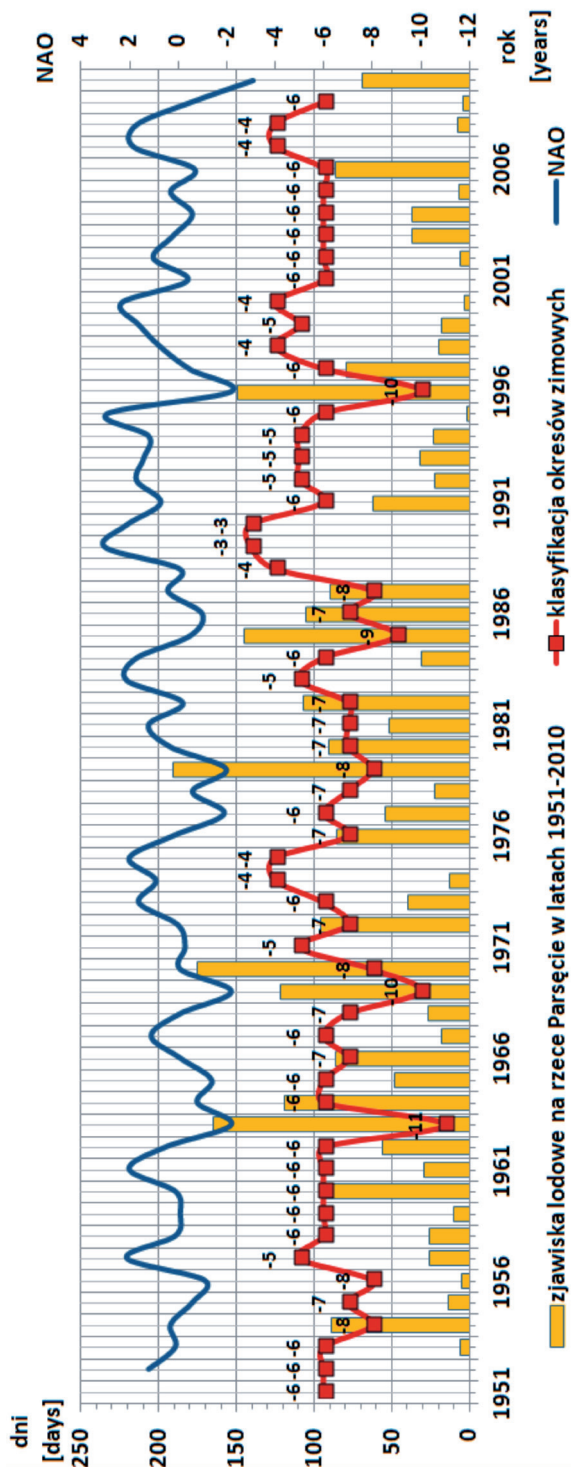
Ryc. 3. Przebieg fazy dodatniej i ujemnej NAO w miesiącach sezonu zimowego w latach 1951–2010, z uwzględnieniem trendu liniowego dla poszczególnych miesięcy

Fig. 3. The course of the positive and negative phase of NAO in the winter months 1951–2010, taking into account the line trend for each month



Ryc. 4. Zgodność fazowa przebiegu Oseylacji Północnoatlantycznej (NAO) i temperatury powietrza w sezonach zimowych 1951–2010

Fig. 4. Phase Compatibility of the North Atlantic Oscillation (NAO) and Air Temperature in the Winter Season 1951–2010

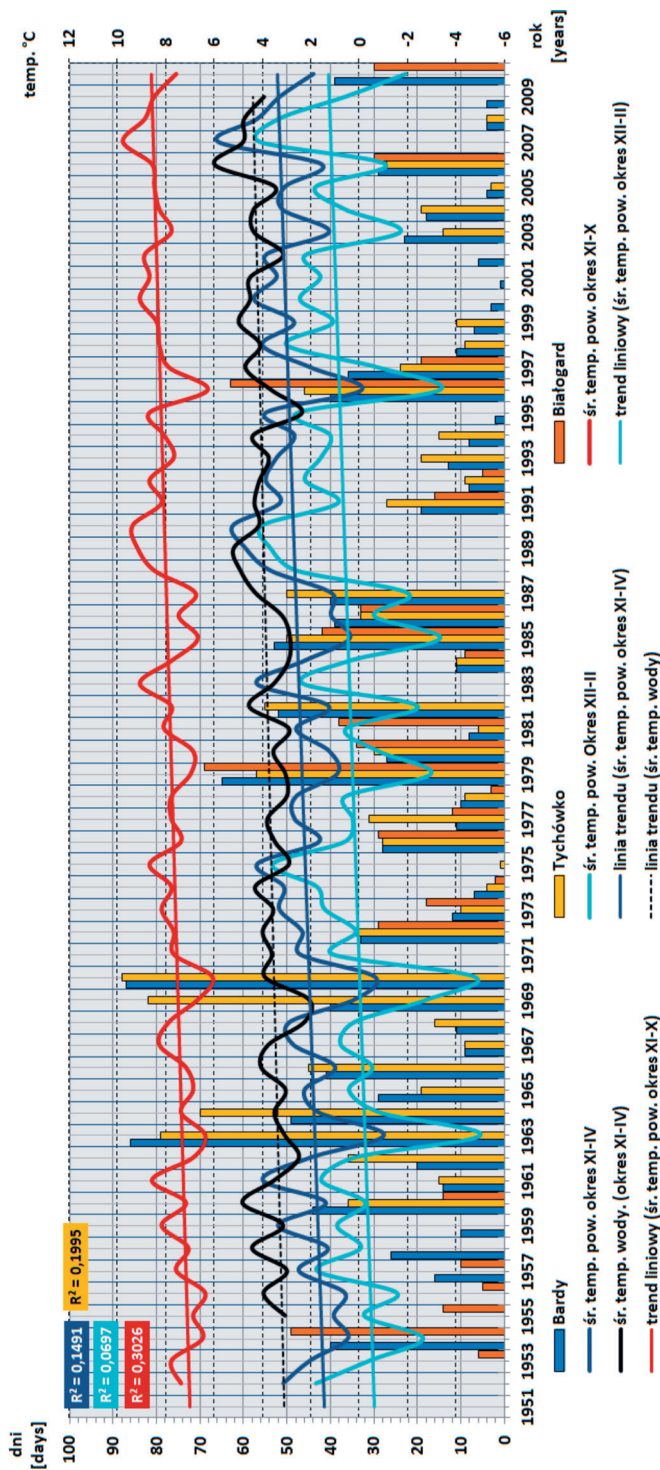


Ryc. 5. Liczba dni ze zjawiskiem lodowym na rzece Parsęcie na tle zmienności termiki okresów zimowych oraz wskaźnika Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO). Klasyfikacja według H. Lorenc (tab. 1)

Fig. 5. Number of days with ice phenomena on Parsęta river against winter variability and North Atlantic Oscillation Index (NAO). Classification according to H. Lorenc (tab. 1)

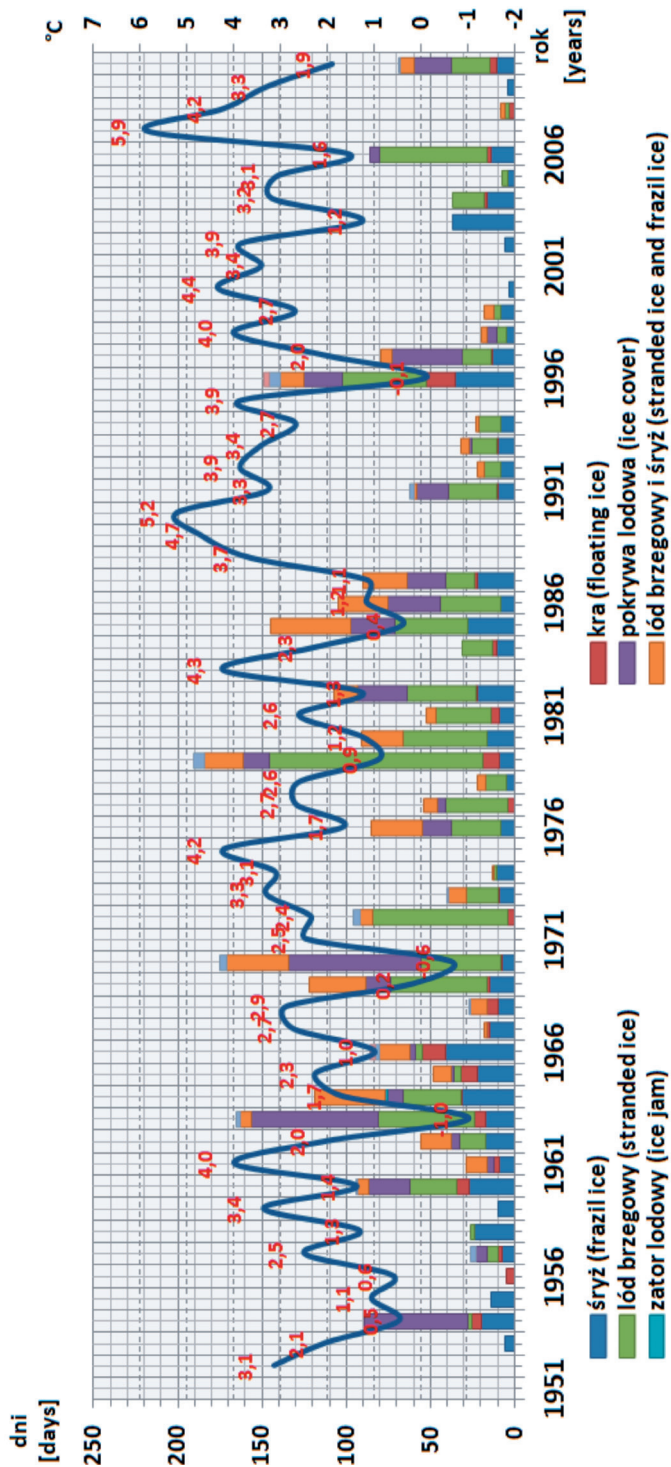
leciu odnotowano siedem sezonów sklasyfikowanych jako lekko ciepłe (12%), 10 sezonów chłodnych (17%) i pięć lekko chłodnych (8%). Rozkład sezonów sklasyfikowanych jako chłodne jest podobny tak w pierwszym, jak i w drugim 30-leciu obserwacji (ryc. 5). W całym okresie obserwacji nie pojawił się sezon ekstremalnie chłodny. Interesujące jest, że obserwuje się pewną prawidłowość w pojawianiu się okresów sklasyfikowanych jako lekko chłodne i chłodne (numery 7, 8). Występują one w odstępach 6–7-letnich. W dwóch ostatnich dekadach obserwacji odnotowuje się więcej sezonów zimowych sklasyfikowanych jako ciepłe (numery od 1 do 5). Ich występowanie pokrywa się z wystąpieniem pozytywnej fazy Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO) oraz ze wzrostem średniej rocznej temperatury powietrza w okresie zimowym i w chłodnym półroczu roku hydrologicznego (ryc. 4, 5). Z analizy ilościowej klasyfikacji termicznej zim wynika wyraźny podział między dominacją zim sklasyfikowanych jako chłodne w pierwszym 30-leciu obserwacji a zimami sklasyfikowanymi jako ciepłe w drugim 30-leciu obserwacji. Ta wyraźna granica zaznacza się w latach 80. (ryc. 5). W latach 1951–2010 nie wystąpiły ekstremalnie ciepłe miesiące zimowe (XII–I), a w latach 1951–1974 nie odnotowano sezonu zimowego sklasyfikowanego jako bardzo ciepły. Częściej pojawiają się miesiące sklasyfikowane jako anomalnie chłodne. W styczniu odnotowano trzy lata, w których pojawia się tak sklasyfikowany miesiąc, w lutym i w grudniu jeden rok. Obserwuje się wyraźną dominację miesięcy zimowych, które sklasyfikowano jako bardzo chłodne, chłodne i lekko chłodne w pierwszym 30-leciu obserwacji. W tym okresie odnotowuje się większą liczbę dni ze zjawiskami lodowymi na rzece oraz większe zróżnicowane form lodowych. Po roku 1987 następuje wyraźne zmniejszenie się liczby dni z zaobserwowanym zjawiskiem lodowym na rzece, co jest bezpośrednio związane ze wzrostem średniej temperatury powietrza, ale także ze zmianą termiki zim w dwóch ostatnich dekadach. Są one cieplejsze i charakteryzują się bardziej anomalnym przebiegiem (ryc. 5). Wykazany w pracy wzrost dominacji pozytywnej fazy Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO) oraz spowodowany nim wzrost średniej rocznej i miesięcznej temperatury powietrza w okresie zimowym ma bezpośredni wpływ na zmianę temperatury wód w rzece (ryc. 6). Przekłada się to na zmienność częstości występowania zjawisk lodowych (zaczynają się one później i kończą wcześniej) oraz na zmienność form; dominacja form lodu w pierwszej fazie powstawania lodu na rzece (np. śryżu) nad innymi formami (np. pokrywą lodową) (ryc. 7).

Wskaźnik korelacji między temperaturą powietrza i temperaturą wody jest istotny z punktu widzenia statystycznego. Wartość wskaźnika wynosi 0,5. Obserwuje się trend dodatni we wzroście temperatury wody w rzece, co znajduje potwierdzenie w badaniach (Ptak i in. 2016). Zmiany wartości średniej temperatury wód w okresie zimowym w bezpośredni sposób wpływają na skrócenie czasu występowania zjawisk lodowych na rzece (ryc. 6).



Ryc. 6. Liczba dni ze zjawiskami lodowymi na rzece Parsęcie w latach 1951–2010 na tle zmienności średniej rocznej temperatury powietrza, średniej temperatury w okresie zimowym i w okresie zimy meteorologicznej oraz średniej temperatury wody od listopada do kwietnia

Fig. 6. Number of days with ice phenomena on the Parsęta river between 1951 and 2010 against the variability of mean annual air temperature, mean temperature in winter and during the meteorological winter and average water temperature in the period from November to April



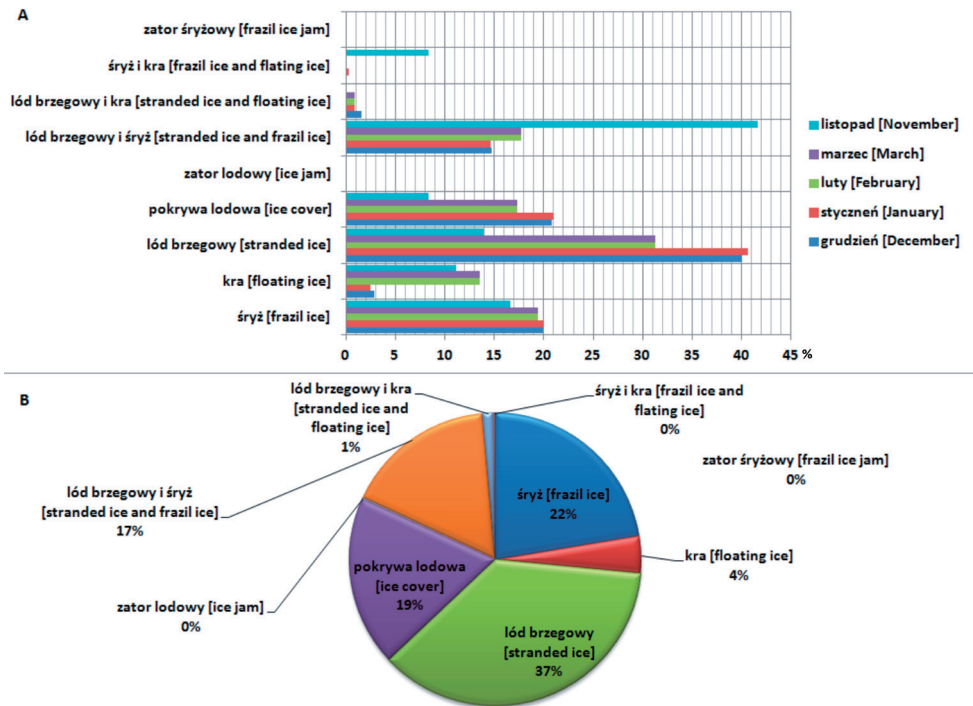
Ryc. 7. Liczba dni z określonym typem zjawisk lodowych na rzece Parsęcie na tle zmian średniej rocznej temperatury powietrza w okresie zimowym

Fig. 7. Number of days with a specific type of ice phenomena on the Parsęta river against changes in mean annual temperature of the air in the winter

Na podstawie przeprowadzonych badań i analiz danych uwzględniających wyniki ze wszystkich stacji wodowskazowych, na których prowadzono obserwacje zjawisk lodowych, stwierdzono, że na Parsęcie wystąpiło osiem z dziewięciu możliwych typów genetycznych lodu. Spośród zaobserwowanych form lodu na rzece najczęściej pojawiał się lód brzegowy (1058 dni), co stanowi 36,4% wszystkich dni z zaobserwowanym zjawiskiem lodowym (w tym okresie rzeka była częściowo zamrznięta). Drugą najczęściej pojawiającą się formą lodu na rzece był śryż (651 dni, 22,4%). Zaobserwowano także 548 dni ze stałą pokrywą lodową na rzece, co stanowi 18,9% wszystkich zaobserwowanych form w latach 1951–2010. Kolejnym najczęściej odnotowywanym zjawiskiem było jednoczesne wystąpienie lodu brzegowego i śryżu (483 dni, 16,6%) oraz samej kry (119 dni, 4,1%). Na rzece zaobserwowano także jednoczesne wystąpienie lodu brzegowego i kry (36 dni, 1,2%) oraz śryżu i kry (6 dni, 0,2%). Najrzadziej obserwowaną formą był zator lodowy (tylko 2 dni, 0,1%). Jediną formą lodu na rzece, której nie odnotowano, był zator śryżowy (ryc. 7). Największa liczba dni ze zjawiskami lodowymi odnotowanymi na rzece Parsęcie przypada na rok 1979 i wynosi 191 dni, natomiast najmniejsza na rok 1975 i 2001 (ryc. 5–7). W całym 60-letnim okresie obserwacji przez osiem lat nie odnotowano zjawiska lodowego na rzece. W pozostałych latach zjawiska lodowe pojawiały się regularnie.

Najwięcej dni z odnotowanym zjawiskiem lodowym przypada na miesiąc styczeń (1239 dni, 40,7%), następnie luty (1061 dni, 34,9%), grudzień (467 dni, 15,3%). W marcu zaobserwowano 240 dni (7,9%). Zjawiska lodowe wystąpiły także w listopadzie (36 dni, 1,2%). Pierwsze zjawiska lodowe w badanym okresie pojawiały się na rzece już w listopadzie, jednak w tym miesiącu odnotowywano je niezmiernie rzadko (35 dni, 1,2%) w całym wieloleciu. Większość dni z zaobserwowanym zjawiskiem lodowym w listopadzie przypada na lata 1951–1980 (30 dni). Od 1981 r. do 2010 r. zjawiska lodowe w tym miesiącu obserwowano niezwykle rzadko, wręcz sporadycznie (5 dni). Najczęściej odnotowanymi formami zjawisk lodowych w listopadzie były: lód brzegowy i śryż (15 dni, 41,7%), śryż (6 dni, 16,7%), lód brzegowy (5 dni, 13,9%), kra (4 dni, 11,1%), pokrywa lodowa (3 dni, 8,3%) oraz śryż i kra (3 dni, 8,3%) (ryc. 8).

W miesiącach zimy meteorologicznej rozkład obserwacji zjawisk lodowych był następujący: w grudniu najczęściej obserwowaną formą lodową był śryż (158 dni, 37,4%), następnie lód brzegowy i śryż (102 dni, 24,1%). Odnotowano tylko 2 dni (0,5%) z zaturem lodowym na rzece i jest to jedyny miesiąc okresu zimowego, w którym wystąpił ten typ zjawiska lodowego. Styczeń był miesiącem, w którym zaobserwowano największą liczbę dni z lodem brzegowym na rzece (484 dni, 40,1%). W styczniu odnotowano także największą liczbę dni z pokrywą lodową (251 dni, 20,8%). W lutym przebieg zjawisk lodowych był podobny jak w styczniu. Procent z liczby dni z poszczególnymi formami lodowymi w miesiącach pokazano na rycinie 8. Ostatnim miesiącem, w którym



Ryc. 8. Procentowy udział poszczególnych typów zjawisk lodowych w ujęciu miesięcznym (a) i procentowy udział zjawisk lodowych ogółem (b) w latach 1951–2010

Fig. 8. Percentage share of particular types of ice phenomena in monthly terms (a) and percentage share of total ice phenomena (b). Period 1951–2010

odnotowano zjawiska lodowe na rzece, jest marzec. W tym miesiącu większość zjawisk lodowych zanika, przeważnie w jego pierwszej połowie. W marcu w latach 1951–1980 obserwuje się zdecydowanie większą liczbę dni (171) ze zjawiskami lodowymi na rzece niż w ostatnim 30-leciu (66 dni). Po roku 1986 nie zaobserwowano dni z pokrywą lodową na rzece w tym miesiącu. W marcu dominującymi formami lodowymi były: lód brzegowy (74 dni, 31,2%), śryż (46 dni, 19,4%), lód brzegowy i śryż (42 dni, 17,7%), pokrywa lodowa (41 dni, 17,3%), kra (32 dni, 13,5%), lód brzegowy i kra (2 dni, 0,8%).

Analizując przebieg zjawisk lodowych z uwzględnieniem podziału na poszczególne stacje wodowskazowe, można stwierdzić, że najwięcej dni ze zjawiskiem wystąpiło w górnym biegu rzeki na stacji wodowskazowej w Tychówku. Rzeka w swoim górnym biegu zachowała naturalny charakter, co sprzyja występowaniu zjawisk lodowych na tym odcinku. Podobna sytuacja występuje na innych rzekach Przymorza (Łukaszewicz 2017a). Najmniejszą liczbę dni ze zjawiskiem lodowym zaobserwowano na stacji wodowskazowej w Białogardzie w środkowym biegu rzeki na odcinku charakteryzującym się największym

stopniem antropopresji. Liczba dni z odnotowanym zjawiskiem lodowym na rzece nieznacznie wzrasta w dolnym jej biegu na posterunku wodowskazowym w Bardach, gdzie rzeka cechuje się bardziej naturalnym charakterem (ryc. 6). Na podstawie przeprowadzonych badań można stwierdzić, że wzrost temperatury powietrza nie ma większego wpływu na formę lodu obserwowaną na rzece. Na każdej z analizowanych stacji wodowskazowych obserwujemy podobne formy lodu. Przedstawiony rozkład zjawisk lodowych jest uwarunkowany nie tylko wcześniej opisanymi zmianami klimatycznymi, objawiającymi się w sposób szczególny wzrostem temperatury powietrza na danym obszarze, ale także uwarunkowaniami lokalnymi. Znaczny wpływ ma także sposób zasilania rzeki, antropopresja (zrzuty ciepłych wód, ścieków), co podkreślali w swoich badaniach Orsztynowicz (1973), Paszczyk (1975) i Bogdanowicz (2009).

PODSUMOWANIE I DYSKUSJA

Z przeprowadzonych badań wynika znaczny spadek liczby dni ze zjawiskami lodowymi na rzece Parsęcie. Zaobserwowana tendencja spadkowa w liczbie dni z odnotowanym zjawiskiem lodowym na rzece jest charakterystyczna także dla innych rzek w pasie Pobrzeży Południowobałtyckich, a ten trend jest potwierdzony wynikami badań przeprowadzonych przez innych autorów (Ptak, Choński 2016), a także wcześniejszymi badaniami przeprowadzonymi na innych rzekach Przymorza (Łukaszewicz 2016, 2017b; Łukaszewicz, Jawgiel 2016). Sytuacja ta jest spowodowana zmianami klimatycznymi zachodzącymi w strefie brzegowej Bałtyku, przejawiającymi się we wzroście średniej rocznej temperatury powietrza w okresie zimowym oraz w chłodnym półroczu roku hydrologicznego. Obserwowany wzrost temperatury powietrza zależy w sposób szczególny od przebiegu oraz zmienności faz Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO), a zatem od zmiany cyrkulacji atmosferycznej, a głównie od wzrostu procentowego pozytywnej fazy NAO (widoczny przede wszystkim w dwóch ostatnich dekadach obserwacji). Odnotowano wyraźną zależność między przebiegiem poszczególnych faz Oscylacji Północnoatlantyckiej i zmiennością temperatury powietrza. Potwierdzono to w badaniach statystycznych. Wskaźnik korelacji między tymi dwoma parametrami był wysoki i wyniósł 0,73. Wykazano także, że istnieje wysoka zależność między wskaźnikiem Jonesa a występowaniem anomalii termicznych okresów zimowych. W okresach zimowych, kiedy wskaźnik Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO) przyjmował wartość powyżej dwa, zjawiska lodowe nie występowały, a jeśli już nastąpiła taka sytuacja, to liczba dni z zaobserwowanym zjawiskiem lodowym była znikoma (nie przekraczała kilkunastu dni). Przy użyciu odpowiedniej klasyfikacji termicznej udało się wyodrębnić okresy zimowe, w których zjawiska lodowe na rzece nie pojawiają się lub liczba dni z odnotowanym zjawiskiem jest bardzo niska (są to okresy

sklasyfikowane jako ciepłe i bardzo ciepłe). W okresach sklasyfikowanych jako anomalnie chłodne obserwuje się zwiększoną liczbę dni ze zjawiskami lodowymi. Dzięki badaniom udało się także określić fazowość w występowaniu zjawisk (są to 6- ,7-letnie cykle, w których zróżnicowanie form lodu na rzece, jak i czas trwania zjawisk jest dłuższy w porównaniu z innymi okresami). Otrzymane wyniki mają potwierdzenie w badaniach klimatycznych przeprowadzonych przez innych autorów. Przykładowo J. Filipiak (2004) wykazał, że w drugiej połowie XX w. na Pomorzu wystąpił wyraźny dodatni trend we wzroście temperatury powietrza w sezonie zimowym. Także K. Kozuchowski (2000, 2011) potwierdza ten trend. Autor, badając zmienność temperatury w latach 1959–1968 i 1989–1998, wykazał, że rozwój oceanizmu klimatycznego, który wpłynął także na złagodzenie zimy. Podobne rezultaty uzyskali także inni autorzy, badając zmienność temperatury powietrza w strefie brzegowej Bałtyku (Kirschenstein, Baranowski 2009; Kirschenstein, Łukaszewicz 2014). Wzrost średniej temperatury powietrza w ostatnich dekadach wpłynął również na wzrost temperatury wody w rzece. Trend ten znalazł potwierdzenie w badaniach Ptaka, Choińskiego, Kirviela (2016) i Łukaszewicza (2017a, b). Wzrost temperatury powietrza i wody wpłynął w bezpośredni sposób na skrócenie liczby dni ze zjawiskami lodowymi na rzece. Widoczną granicę tych zmian obserwuje się po roku 1987, kiedy liczba odnotowanych dni z tymi zjawiskami spadła średnio o kilkanaście. Wyniki otrzymane w pracy mogą stanowić nie tylko podstawę klasyfikacji zimowego reżimu termicznego rzeki, ale także wstęp do dalszych badań zjawisk lodowych.

LITERATURA

- Babiński Z., 1985: *Hydromorfologiczne konsekwencje regulacji Wisły*, Przegł. Geograf., 57, 4, 471–486.
- Baranowski D., 2008: *Warunki klimatyczne Ustki*, Wyd. Akad. Pomorskiej w Słupsku, Słupsk, 101–111.
- Bogdanowicz R., 2009: *Zasoby rzek Przymorza i ich zmienność*, [w:] R. Bogdanowicz, J. Fac-Beneda (red.), *Zasoby i ochrona wód – Obieg wody i materii w zlewniach rzecznych*, Fund. Roz. Uniw. Gdańskiego, Gdańsk, 47–62.
- Filipiak J., 2004: *Zmienność temperatury powietrza na Wybrzeżu i Pojezierzu Pomorskim w drugiej połowie XX w.*, IMGW, Warszawa.
- Gerstmannowa E., Florek E., Konarski P., 2001: *Walory i zagospodarowanie turystyczne parku*, [w:] E. Gerstmannowa (red.), *Materiały do monografii przyrodniczej regionu gdańskiego. Tom 5. Park Krajobrazowy Dolina Słupi*, Wyd. Gdańskie, Gdańsk.
- Girjatowicz J.P., Świątek M., Olechwir T., 2002: *Związki oscylacji północnoatlantyckiej z warunkami lodowymi polskiego wybrzeża*, [w:] A. Marsz, A. Styszyńska (red.), *Oscylacja północnego Atlantyku i jej rola w kształtowaniu zmienności warunków klimatycznych i hydrologicznych Polski*, Wyd. Uczelniane, Gdynia, 191–203.
- Gołek J., 1957: *Zjawiska lodowe na rzekach polskich*, Wyd. Komunikacyjne, Warszawa.
- Gołek J., 1964: *Zlodzenie rzek polskich*, Wyd. Komunikacyjne, Warszawa.

- Grześ M., 1991: *Zatory i powódzie zatorowe na dolnej Wiśle – mechanizmy i warunki*, IGiPZ PAN, Warszawa.
- Grześ M., 1999: *Rola zjawisk lodowych w kształtowaniu koryta dolnej Wisły*, Wyd. UMK, Toruń, 113–128.
- Grześ M., Pawłowski B., 2006: *Metody identyfikacji zatorowych odcinków rzek*, [w:] P. Gierszewski, M.T. Karasiewicz (red.), *Idee i praktyczny uniwersalizm geografii: geografia fizyczna*, IGiPZ PAN, Warszawa, 94–98.
- Kirschenstein M., 2011: *Charakterystyka temperatury powietrza i opadów atmosferycznych oraz anomalii termicznych i opadowych w Szczecinie*, Wiadomości Meteorologii, Hydrologii, Gospodarki Wodnej, t. V(LV), z. 1–2, 25–54.
- Kirschenstein M., Baranowski D., 2009: *Wahania roczne i tendencje zmian temperatury powietrza w Koszalinie*, Wyd. Akad. Pomorskiej w Słupsku, Słupsk, 167–178.
- Kirschenstein M.C., Łukaszewicz J.T., 2014: *Ekologiczne problemy osobo ochraniaemich przyrodniczych territorii. Charakterystyka temperatury wozducha i atmosferycznych osadkow, a takze anomalii temperatury i osadkow w Koszalinie*, [w:] Aktualnyje nauczno-techniczskie i ekologiczne problemy sochranienia sredy obntanija. Sbornik naučných staterij Meždunarodnoj naučno-praktičeskoj konferenciji Čast' II 23–25 aprēlja 2014 g., Brest: 119–128.
- Kondracki J., 2009: *Geografia regionalna Polski*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Kożuchowski K. (red.), 2000: *Pory roku w Polsce. Sezonowe zmiany w środowisku a wieloletnie tendencje klimatyczne*, Zakł. Dynamiki Środowiska i Bioklimatologii UŁ, Łódź.
- Kożuchowski K., 2011: *Klimat Polski. Nowe spojrzenie*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Kożuchowski K., Degirmendžic J., 2002: *Wskaźnik cyrkulacji a temperatura powietrza w Polsce*, [w:] A. Marsz, A. Styszyńska (red.), *Oscylacja Północnego Atlantyku i jej rola w kształtowaniu zmienności warunków klimatycznych i hydrologicznych Polski*, Akad. Morska w Gdynia, 111–128.
- Lorenc H., 1998: *Ocena stopnia realizacji programu „Obserwacje meteorologiczne i badania klimatyczne w systemie Zintegrowanego Monitoringu Środowiska Przyrodniczego” oraz syntez uzyskanych wyników badań za okres 1994–1997*, [w:] A. Kostrzewski (red.), *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego, funkcjonowanie i tendencje rozwoju geoeosystemów Polski*, Mat. IX Sympozjum ZMŚP, Storkowo, 2–4, Bibl. Monit. Środ., Warszawa.
- Łukaszewicz J.T., 2016: *Przebieg zjawisk lodowych na rzece Słupi w latach 1960–2013*, Słupskie Pr. Geograf., 12, 5–20.
- Łukaszewicz J.T., 2017a: *Częstość i charakter występowania zjawisk lodowych w dolnym biegu rzeki Wieprzy w aspekcie zmian klimatycznych, ze szczególnym uwzględnieniem zmian temperatury powietrza*, Monografie. Badania i Rozwój Młodych Naukowców w Polsce, Nauki Przyrodnicze, cz. II, Wyd. Młodzi Naukowcy, 5, 69–74.
- Łukaszewicz J.T., 2017b: *Przebieg i charakter zjawisk lodowych na wybranych odcinakach rzeki Przymorza o wysokim stopniu antropopresji na tle zmian klimatycznych zachodzących w strefie brzegowej Bałtyku*, Acta Architectura, 16 (1), 93–113 (DOI:12.22630/ASPA2017.16.1.09).
- Łukaszewicz J.T., Jawgiel K., 2016: *Przebieg i charakter zjawisk lodowych na rzece Łebie*, Bad. Fizjograf., Ser. – A – Geogr. Fiz., 67, 97–116 (DOI: 10.14746/bfg.2016.7.8).
- Magnuson J.J., Robertson D.M., Benson D.J., Wynne R.H., Livingstone D.M., Arai T., Assel R.A., Barry R.G., Card V., Kuusisto E., Granin N.G., Prowse T.D., Stewart K.M., Vuglinski V.S., 2000: *Historical trends in lake and river ice cover in the Northern Hemisphere*, Sci., 289, 1743–1746.
- Majewski W., 1985: *Opory przepływu wywołane pokrywą lodową*, [w:] W. Majewski (red.), *Powódź zatorowa na Wiśle w rejonie zbiornika „Włocławek” w zimie 1982 r.*, Komitet Gospodarki Wodnej PAN, WG, Warszawa, 218–225.
- Majewski W., 1987: *Wpływ pokrywy lodowej na charakterystykę hydrauliczną zbiorników przepływowych na rzekach nizinnych na przykładzie zbiornika Włocławek*, Inst. Budownictwa Wodnego PAN, Gdańsk.

- Majewski W., 2009: *Przepływy w korytach otwartych z uwzględnieniem zjawisk lodowych*, IMGW, Warszawa.
- Mapa podziału hydrograficznego Polski w skali 1 : 10 000 (MPHP10).
- Marsz A., 2001: *Stan termiczny Północnego Atlantyku a reżim termiczny zim na polskim wybrzeżu Bałtyku*, Wyższa Szkoła Morska w Gdyni, Gdynia.
- Marsz A., Styszyńska A., 2001: *Oscylacja Północnego Atlantyku a temperatura powietrza nad Polską*, Wyższa Szkoła Morska w Gdyni, Gdynia.
- Marsz A., Żmudzka E., 1999: *Oscylacja Północnego Atlantyku a długość okresu wegetacyjnego w Polsce*, Przegł. Geofiz., 44, 4, 199–210.
- Niedźwiedz T., 2002: *Relacje między NAO a wskaźnikami cyrkulacji nad Polską*, [w:] A. Marsz, A. Staszyńska, *Oscylacja Północnego Atlantyku i jej rola w kształtowaniu zmienności warunków klimatycznych i hydrologicznych Polski*, Akad. Morska w Gdyni, Gdynia, 87–97.
- Orsztynowicz J., 1973: *Odpyły podziemny rzek polskich*, Gospodarka Wodna, 5.
- Paszczyk J.L., 1975: *Rola wód podziemnych w odpyływie rzeczny i bilansie wodnym Polski*, Wyd. UMCS, Lublin.
- Pawłowski B., 2008a: *Wieloletnia zmienność przebiegu zjawisk lodowych na Wiśle w Toruniu*, Gospodarka Wodna, 2, 49–53.
- Pawłowski B., 2008b: *Zmienność geometrii koryta dolnej Wisły w okresie zlodzenia rzeki*, Gospodarka Wodna, 7, 276–280.
- Pawłowski B., Sobota I., 2012: *Zlodzenie dolnej Wisły powyżej zapory we Włocławku zima 2011 r.*, Gospodarka Wodna, 2, 74–77.
- Przybylak R., Wójcik G., Marciniak K., 2003: *Wpływ Oscylacji Północnoatlantyckiej i Arktycznej na warunki termiczne chłodnej pory roku w Polsce w XVI–XX wiekach*, Przegł. Geofiz., 48, 1–2, 61–74.
- Ptak M., Choiński A., 2016: *Ice phenomena in rivers of the coastal zone (Southern Baltic) in the years 1956–2015. Battic Costal Zone*, Journ. of Ecol. and Protection of the Coastline, 20, 73–83.
- Ptak M., Choiński A., Kirviel J., 2016: *Long-term water temperature fluctuations in coastal rivers (southern Baltic in Poland)*, Bul. of Geogr., Phys. Geogr. Ser. No. 11, 35–42.
- Wokroj J., 1954: *Powodzie zatorowe i walka z nimi*, Gospodarka Wodna, 4, 141–142.
- Woś A., 1999: *Zarys klimatu Polski*, Wyd. Nauk. UAM, Poznań.
- Wrzesiński D., Ogór T., Plewa K., 2015: *Wpływ Oscylacji Północnoatlantyckiej na przepływy rzek w dorzeczu górnej Wisły*, Bad. Fizjogr. R. VI – Ser. A – Geogr. Fiz., 195–203 (DOI 10.14746/bfg.2015.6.15).